



Description géologique du Bassin supérieur de la Durance- Itinéraires de Sisteron (et de Grenoble) à Veynes, Gap, Briançon, au Lautaret et au Galibier.

Maurice Gignoux, Léon Moret

► To cite this version:

Maurice Gignoux, Léon Moret. Description géologique du Bassin supérieur de la Durance- Itinéraires de Sisteron (et de Grenoble) à Veynes, Gap, Briançon, au Lautaret et au Galibier.. Allier - Grenoble, pp.295, 1938. insu-00534610

HAL Id: insu-00534610

<https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/insu-00534610>

Submitted on 10 Nov 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

2 ex A
Maurice GIGNOUX et Léon MORET

(avec la collaboration de P. LÔRY et de D. SCHNEEGANS)

DESCRIPTION GÉOLOGIQUE DU BASSIN SUPÉRIEUR DE LA DURANCE

Itinéraires de Sisteron (et de Grenoble) à Veynes,
Gap, Briançon, au Lautaret et au Galibier

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION

151, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (04) 78 63 50 85
FAX (04) 78 63 50 43

Grand soulèu de la Prouvènço,
Gai coumpaire dôu mistrau,
Tu qu'escoules la Durènço
Coume un flot de vin de Crau.

(F. MISTRAL, *Lou cant dôu soulèu.*)

GRENOBLE
IMPRIMERIE ALLIER PÈRE ET FILS
26, cours Jean-Jaurès, 26

—
1938

91 Flandrin
1938

DESCRIPTION GÉOLOGIQUE
DU BASSIN SUPÉRIEUR
DE LA DURANCE

Itinéraires de Sisteron (et de Grenoble) à Veynes.
Gap, Briançon, au Lautaret et au Galibier

Maurice GIGNOUX et Léon MORET

(avec la collaboration de P. LORY et de D. SCHNEEGANS)

DESCRIPTION GÉOLOGIQUE DU BASSIN SUPÉRIEUR DE LA DURANCE

Itinéraires de Sisteron (et de Grenoble) à Veynes,
Gap, Briançon, au Lautaret et au Galibier

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION

15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 59 66
FAX. (33) 76 67 82 49

Grand soulèu de la Prouvènço,
Gai coumpaire dōu mistrau,
Tu qu'escoules la Durènço
Coume un flot de vin de Crau.

(F. MISTRAL, *Lou cant dōu soulèu.*)

GRENOBLE
IMPRIMERIE ALLIER PÈRE ET FILS
26, cours Jean-Jaurès, 26

1938

INTRODUCTION

Nous avons publié en 1931 un *Itinéraire géologique à travers les Alpes françaises, de Voreppe à Grenoble et en Maurienne* (29)¹. Depuis cette époque, nos propres explorations dans les régions plus méridionales des Alpes, ainsi que les travaux de D. SCHNEEGANS (118), nous ont amenés à modifier notablement et surtout à préciser nos idées sur la succession des zones tectoniques (et de faciès) intra-alpines; c'est dans le bassin de la Durance que les séries stratigraphiques apparaissent avec le plus de netteté: c'est là aussi que se déroulent les « nappes » de l'Embrunais et du Briançonnais. Les faciès qui s'y succèdent depuis le bord externe des Alpes jusqu'à la zone des schistes lustrés (= z. du Piémont) permettent de reconstituer là l'histoire du « géosynclinal alpin », de ses fosses et cordillères, avec une précision souvent plus grande, croyons-nous, qu'on ne l'a fait jusqu'à présent en France et en Suisse. Les enseignements généraux qu'on en retire nous paraissent ainsi de nature à éclairer la structure de toutes les Alpes françaises et même suisses, et à préciser davantage l'histoire de cette « chaîne géosynclinale » qui est peut-être bien, comme on l'a dit, une « anomalie », mais en tout cas une anomalie singulièrement attachante et instructive pour tous les géologues.

¹ Les chiffres entre () renvoient aux numéros de la liste bibliographique.

Nous n'avons pas eu la prétention de faire ici une description géologique complète de la vallée de la Durance; nous nous bornerons à décrire les coupes les plus typiques, les plus accessibles et les panoramas les plus faciles à déchiffrer pour le voyageur de passage entre Sisteron, Gap, Briançon et le Lautaret, suivant les itinéraires indiqués planche VIII. Pour assurer la liaison avec notre précédent « Itinéraire », qui passait par Grenoble et la Maurienne, nous ajouterons quelques brèves indications sur la route de Grenoble à Gap par Lus et Veynes; rappelons enfin que, dans une publication antérieure (42), nous avons déjà décrit, dans le même esprit, la route du Galibier en Maurienne par la vallée de la Valloirette, ce qui complète aussi notre raccord.

Pour le Bochaine et le Dévoluy, tout ce que nous dirons n'est que le résumé des publications que P. LORY a consacrées à ces régions²: il a bien voulu revoir notre rédaction et nous faire profiter de nombreuses observations inédites. De même, pour le massif du Morgon (basse Ubaye et Embrunais), nous avons eu recours au magnifique volume de D. SCHNEEGANS (118), d'où découlent des conséquences si importantes pour la compréhension de toutes les Alpes méridionales; aussi la collaboration et les avis de cet infatigable explorateur de nos montagnes nous ont été encore précieux pour beaucoup de régions du Briançonnais. A tous deux nous exprimons nos plus vifs remerciements.

Enfin, nos lecteurs apprécieront certainement le soin apporté par le maître-imprimeur ALLIER à la présentation de cet ouvrage.

² En particulier, dans le Trièves et le Bochaine, on utilisera l'excellent petit Livret-guide (72) dans lequel sont résumés, sous une forme très condensée, les résultats d'études de détail poursuivies pendant de longues années; enfin nos itinéraires en Bochaine et Dévoluy ont été décrits par P. LORY dans le Livret-guide publié à l'occasion du 8^e Congrès géologique international à Paris en 1900; aussi serons-nous très brefs pour ces régions.

PREMIÈRE PARTIE

LES GRANDES DIVISIONS STRUCTURALES ET LEURS SÉRIES STRATIGRAPHIQUES

Une première grande coupure apparaît dans les Alpes françaises³, entre une « zone alpine externe » (ou occidentale), pays « autochtone », et une « zone alpine interne » (ou orientale), pays de nappes (voir pl. VIII). Ces deux domaines correspondent à peu près à ce que les géologues suisses qualifient, dans leur pays, d'« Helvétique » et de « Pennique ». Disons tout de suite que, dans la paléogéographie du Jurassique et du Crétacé, périodes pendant lesquelles les traits structuraux de la chaîne en formation s'expriment avec le plus de netteté, la zone alpine externe correspond, en presque totalité, au talus occidental (côté « Massif central ») d'une « avant-fosse alpine »; le fond de cette dernière se retrouve à peu près à la limite des zones alpines externe et interne; enfin la zone interne englobe à la fois le talus oriental de cette avant-fosse, puis la « cordillère briançonnaise » qui la bordait à l'E, et enfin, plus à l'E encore, la « grande fosse alpine » (zone des schistes lustrés).

³ Pour une orientation générale, voir (24) et (37).

CHAPITRE I^{er}

Zone alpine externe

I. — PRINCIPALES SUBDIVISIONS RÉGIONALES

A) Les chaînes subalpines.

Les chaînes subalpines sont formées surtout de Jurassique sup. et de Crétacé, c'est-à-dire de calcaires et de marnes. Notre premier « Itinéraire » (29) nous avait montré, entre Grenoble et Voreppe, les deux tronçons les plus méridionaux des *chaînes subalpines septentrionales*, Grande-Chartreuse et Vercors, séparés par la cluse de l'Isère.

Dans les *chaînes subalpines méridionales*, les seules que nous aurons à décrire ici, les subdivisions sont beaucoup plus difficiles, en raison de l'absence de ces grandes cluses transversales qui découpaient les chaînes subalpines septentrionales en massifs bien délimités, en raison aussi de l'allure des plis qui, au lieu de s'allonger N-S parallèlement à la direction générale de la chaîne, se recourbent pour devenir parfois W-E. Nous y distinguerons les ensembles géographiques suivants :

a) Le Diois, au S du Vercors, et, plus au S encore, les *Baronnies*; ces deux massifs, qui ne sont séparés par aucune limite nette, correspondent à un faisceau de plis d'allure très tourmentée (58, 59, 87), compris entre les plaines du Rhône et les vallées du Buech et de la Durance; nous n'en apercevrons d'ailleurs que la lisière orientale.

b) La chaîne *Ventoux-Lure*, grand anticlinal allongé W-E; partant du Ventoux, près d'Orange, il se prolonge par la Montagne de Lure (60) jusqu'à Sisteron et apparaît comme un grand rempart uniforme dominant les paysages tourmentés et plus déprimés des Baronnies.

c) Le chaînon anticlinal du *Luberon* (49), longeant la rive droite de la basse Durance, puis venant s'envoyer vers l'E avant de traverser cette rivière; nous n'aurons pas l'occasion de nous en approcher.

d) Le grand bassin tertiaire (surtout miocène) de *Forcalquier-Digne*, ou de la moyenne Durance, s'avancant comme un large golfe qui remonte au cœur des chaînes subalpines méridionales jusqu'à Sisteron; à l'E il est bordé et dominé par le massif des écaillés de Digne (voir plus loin).

e) Le *Bochaine*, correspondant au bassin supérieur du Grand Buech; les directions W-E et N-S y interfèrent, ces dernières prédominantes avec le grand synclinal de Lus et le long chevauchement du bord occidental de la région sur les plis W-E du Diois.

f) Le *Dévoluy*, massif bien individualisé; s'étendant à l'E du Bochaine, il apparaît comme un immense bastion synclinal, bordé de falaises sénoniennes dues à l'inversion du relief; une longue dépression transversale, la *cluse de Veynes - La Freysinouse*, en isole orographiquement un tronçon méridional, le *massif de Céuze*.

B) La zone des massifs cristallins et de leur couverture sédimentaire.

Séparés de leur couverture sédimentaire par la grande discordance hercynienne anté-triasique, les *massifs cristallins* représentent des émergences d'un tréfonds hercynien repris par les

plissements secondaires et tertiaires. Ici le seul important de ces massifs sera celui du *Pelvoux*, dont les aiguilles cristallines se profileront sans cesse, de loin ou de près, au fond de nos panoramas, depuis Sisteron jusqu'au Lautaret.

Au S du Pelvoux, les roches cristallines reparaissent encore dans deux petites boutonnières, voisines l'une de l'autre : ce sont les minuscules *massifs cristallins de Saint-Etienne d'Avançon et de Remollon*, sans importance orographique, mais témoignant qu'ici le tréfonds hercynien se rapproche de la surface. A cette surélévation locale, affectant naturellement aussi la couverture sédimentaire, nous donnerons le nom de *dôme de Remollon*, individualité morphologique bien accusée par des reliefs de Lias et de Dogger, et nettement limitée par le « sillon de Gap » (voir plus loin) qui l'encercle vers le N; la vallée de la Durance entre Tallard et le confluent de l'Ubaye l'entaille profondément au S (fig. 8), le séparant du massif des écaillés de Digne.

C) Les dépressions de terres-noires.

En effet, dans la couverture mésozoïque, le Lias et le Dogger comportent des assises de calcaires marneux noirs plus ou moins résistants, tandis que les étages Bathonien-Callovien-Oxfordien sont représentés uniquement par de puissants schistes noirs, argileux et très tendres, que nous grouperons sous le nom de « *terres-noires* », dénomination populaire adoptée depuis longtemps par les Forestiers et les Ingénieurs. Les régions d'affleurements de ces terres-noires correspondent donc à une série de larges dépressions constituant des points de repère très importants dans la morphologie de la contrée que nous allons parcourir.

Rappelons d'abord que plus au N, entre les chaînes subalpines septentrionales et le massif cristallin de Belledonne, s'allonge déjà dans les terres-noires l'immense « *sillon subalpin* », suivi

par la vallée de l'Isère ou Grésivaudan à l'E du massif de la Chartreuse. Au S de Grenoble, ce sillon s'élargit, au pied des falaises du Vercors, du Bochain et du Dévoluy, en un golfe fermé vers le S : c'est le bassin du *Trièves*, drainé par l'Ebron, affluent du Drac. Cette dernière rivière, contournant la terminaison méridionale de Belledonne, puis du massif du Pelvoux, continue à suivre le prolongement du sillon subalpin proprement dit : c'est d'abord le *Beaumont*, qui, s'ouvrant à l'W sur le Trièves, se rétrécit progressivement jusqu'aux environs de Corps. Puis notre sillon s'élargit de nouveau dans le bassin supérieur du Drac, ou *Champsaur*. Mais cette longue ceinture de dépressions ne se prolonge pas à l'E du Pelvoux, car, sur cette lisière orientale du grand massif cristallin, la couverture sédimentaire se complique et s'articule en multiples écaillés laminées par la poussée des nappes de la zone interne.

En revanche, de même que la basse vallée du Drac avait poussé vers le S, entre Vercors et Dévoluy, le golfe du Trièves, de même le Champsaur se prolonge au S par une vaste région de terres-noires, la *dépression du Col Bayard-Col de Manse*, dominée à l'W par les hautes falaises du Dévoluy et limitée à l'E par le bord frontal des nappes de la zone interne.

Cette dépression aboutit à Gap dans la bande de terres-noires qui ceinture tout le versant N du dôme (Lias et Dogger) de Remollon et y dessine ce que nous pouvons appeler le *sillon de Gap*. Décrivant entre Tallard et Chorges un vaste demi-cercle, ce sillon se relie en amont de Chorges, dans la vallée de la Durance, à une sorte de golfe de terres-noires, dominé au N et au S par la bordure des nappes de l'Embrunais; les terres-noires y apparaissent ainsi à la faveur de la profonde entaille que la Durance a creusée dans ces nappes; aussi, à cette sorte de golfe largement ouvert sur le sillon de Gap, nous donnerons le nom de *demi-fenêtre d'Embrun*.

De même, plus au S, la moyenne Ubaye a mis à nu, sous les nappes, leur soubassement de terres-noires, lesquelles affleurent

ainsi dans le large bassin de Barcelonnette, ceinturé cette fois de toutes parts par les nappes de l'Ubaye : c'est la *fenêtre de Barcelonnette*.

D'autre part, à l'E du Diois et des Baronnies et au S du Dévoluy, les vallées de la Durance et du Buech s'élargissent dans une immense dépression anticlinale de terres-noires, que nous appellerons la *dépression de Laragne* (s. l.); se terminant au S à Sisteron, cette vaste dépression s'élargit vers le N, et son contour y devient très irrégulier; elle s'insinue là en vallées anticlinales entre les synclinaux subalpins qui la bordent et la dominent; le plus septentrional de ces golfes, d'abord resserré à Savournon, se dilate entre Aspres et Veynes, dans la région de confluence des deux Buech.

D) Les massifs bordant à l'E les grandes dépressions de terres-noires.

Ce sont des unités orographiques dont la signification et la structure sont très variées.

Ainsi au fond du Champsaur et contre le Cristallin du Pelvoux, la couverture sédimentaire (Trias-Tertiaire) du massif ancien a été bousculée en un empilement d'écaillés constituant là les montagnes de la rive droite du haut Drac : c'est le massif, étudié par P. LORY⁴, des « *écaillés ultradauphinoises* » de *Soleil-Bœuf* (fig. 3); nous avons été conduits à adopter ce nom, car, par leurs faciès et leur style tectonique, ces écaillés rappellent de très près la « zone ultra-helvétique » des géologues suisses, tandis que les faciès « dauphinois » correspondaient à leurs faciès « helvétiques ». Vers l'E, ces écaillés s'enfoncent sous les nappes de l'Embrunais.

⁴ Voir résumé et indications bibliographiques dans (28).

Les écaïlles ultradauphinoises de Soleil-Bœuf comportent naturellement de minces lames de terres-noires comprises entre des lames anticlinales de Dogger et des lames synclinales de Malm-Tertiaire; vers le S, ces dernières disparaissent peu à peu aux dépens des terres-noires qui les séparaient; c'est ainsi que l'on passe aux immenses affleurements de terres-noires du Champsaur, du Col Bayard et du sillon de Gap. Toutefois, au milieu de ces terres-noires subsistent encore çà et là de minuscules lames anticlinales et surtout synclinales (Malm, Crétacé, Tertiaire) qui constituent autant de petites « écaïlles ultradauphinoises ». Ces dernières (ex. le *Puy de Manse*) n'ont pas une importance orographique suffisante pour qu'elles soient toutes énumérées ici; nous les étudierons chemin faisant. Mais tout cela montre bien que nos « régions de terres-noires », concept orographique, ne correspondent nullement à des unités tectoniques : de fait, à l'W, la couverture de ces terres-noires constitue les chaînes subalpines méridionales, tandis qu'à l'E leur substratum et leur couverture, quand ils apparaissent, peuvent être qualifiés de « massifs ultradauphinois ».

Plus au NE encore, la couverture du massif cristallin du Pelvoux est constituée par une épaisse accumulation de terrains éocènes reposant en discordance sur tous les terrains antérieurs (plissements anténummulitiques) et le plus souvent transgressifs directement sur le Cristallin : c'est le « *massif nummulitique autochtone ultradauphinois de Dourmillouse* » (nous disons autochtone, car il est précisément bordé à l'E par une région de Flysch éocène « charrié » dépendant naturellement des nappes de l'Embrunais). Les profondes vallées de Dourmillouse et du Fournel y ont mis à nu deux petits affleurements de roches cristallines entourés de toutes parts par ce Nummulitique autochtone : ce sont les « *boutonniers cristallines de Dourmillouse et du Fournel* ».

Nous avons déjà défini le *dôme de Remollon*, formé par les reliefs de Lias et de Dogger que contourne, à l'W, au N et à l'E,

le sillon de Gap. Vers le S, nous avons convenu de limiter ce dôme à la vallée de la Durance, entre Tallard et le confluent de l'Ubaye; mais cette coupure, purement géographique, correspond seulement à une vallée d'érosion transversale aux plis. Car les terrains et la structure du dôme de Remollon se prolongent au S de cette vallée dans un immense pays à relief très tourmenté, limité à l'W par la dépression de Laragne et à l'E par le bord de la zone alpine interne : nous n'en verrons ici que la bordure N et nous nous contenterons de l'appeler le « *massif des écaïlles de Digne* »⁵. Rappelons seulement que sa signification structurale est très complexe : il vient de nous apparaître comme le prolongement S du dôme de Remollon; mais, en outre, dans sa partie occidentale, arrivent des plis et des écaïlles venant du massif de Céuze (c'est-à-dire du Dévoluy), que la Durance recoupe dans une large cluse entre Tallard et Le Poët. Ainsi les deux extrémités méridionales du sillon de Gap viennent pénétrer, au S de la Durance, dans ce vaste pays d'écaïlles, mais elles n'y correspondent plus à des dépressions orographiques individualisées.

II. — SÉRIE STRATIGRAPHIQUE DE LA ZONE ALPINE EXTERNE

A) Le type dauphinois normal.

Nous laisserons entièrement de côté les terrains *cristallins* et *cristallophylliens antéhouillers* : d'abord parce que notre itinéraire nous les fera seulement effleurer, et aussi parce que nous n'avons rien à ajouter à ce qu'en ont dit nos prédécesseurs, en

⁵ C'est la région qui a fait l'objet de la monographie classique de E. HAUG (56).

particulier dans les légendes explicatives de la Carte géologique au 1/80.000.

1° Terrains primaires.

Le *Houiller* ne forme, dans les régions que nous venons d'énumérer, que de très petits affleurements, dont nous n'aurons pas l'occasion de nous approcher. Signalons les petits bassins houillers, inexploités depuis longtemps, d'*Aspres-lès-Corps* et de *Beaufin*, à la lisière S du Pelvoux, entre le Beaumont et le Champsaur. Au loin vers le S, on n'en retrouverait plus qu'à *Barles*, au N de Digne, où, sous le Trias d'une des écaillés du massif de Digne, affleure un pointement minuscule de schistes noirs à anthracite et à plantes, visibles sur quelques mètres d'épaisseur : on ne connaît pas le substratum de ce « dôme de Barles ».

C'est au *Permien* que P. TERMIER (feuille Briançon) avait attribué plusieurs centaines de mètres de grès et de schistes versicolores affleurant aux Rouchoux, près de La Salette, au-dessus de Corps, en bordure SW du Pelvoux; d'après lui cette formation serait concordante à la fois avec le Houiller et avec les dolomies du Trias, concordance qui ne serait que locale, car, dans la zone alpine externe, la discordance prétriasique est le fait général. P. LORY (renseignement oral) a revu récemment cet affleurement des Rouchoux et a été frappé par son extrême analogie avec les « grès d'Allevard » qui, sur le versant W de Belledonne, s'intercalent entre le Houiller et le Trias typique, discordants sur le premier, en discontinuité avec le second, dont ils représentent probablement le terme inférieur, sous le faciès continental et désertique.

2° Trias.

Il a dans toute la partie N de la zone externe son « *type germanique réduit* »⁶. La base en est formée par quelques mètres de grès plus ou moins grossiers, sporadiquement développés, manquant totalement parfois. Puis viennent des *calcaires* siliceux et dolomitiques (5-20 m.), parfois très ferrugineux et prenant alors une patine brune caractéristique (dolomies-capucin de P. TERMIER, Rôthidolomit des Suisses); les fossiles y étaient inconnus jusqu'à ces dernières années; le long du bord S du Pelvoux, à Champoléon, P. JODOT (57) y a déterminé une faunule de Bivalves et E. ROCH y a signalé des Diplopores; à Dourmilouse, nous y avons trouvé des moules de Cardites et de Myophories (30). Au-dessus se développent des *schistes bariolés*, jaunes ou verts (Quartenschiefer des Suisses), accompagnés de gypses et *cargneules*, localement très épais, souvent absents.

Enfin, au sommet du Trias et même (à Espinasse près Remollon, à Beaufin et à la Salette près Corps) dans la base du Lias apparaissent souvent des roches volcaniques basaltiques, dites *spilites*, représentées soit par de véritables coulées ou filons, soit par des cinérites de couleur vive, rouges ou vert-noirâtre; nous en verrons de beaux affleurements à Remollon.

Au contact de ces roches éruptives, les calcaires triasiques ont été parfois localement métamorphisés et transformés en marbres cristallins roses ou verts, qui leur donnent un aspect aberrant : c'est ainsi qu'autour de la boutonnière de Dourmilouse (30) ces marbres cristallins ont été à tort indiqués en « Jurassique sup. » (faciès « marbre de Guillestre ») sur la

⁶ Plus au S, à Remollon et surtout à Barles, se développe déjà le type provençal du Trias, dans lequel on retrouve nettement, très épais, les trois termes classiques du Trias germanique; en particulier un Muschelkalk bien typique se montre déjà aux environs de Remollon.

1^{re} édition de la feuille Gap. Nous aurons l'occasion de voir de tels marbres triasiques dans le vallon du Tabuc, près du Monêtier-les-Bains.

Quant aux affleurements qui apparaissent, non collés au Cristallin, mais à l'état de *pointements isolés dans le Jurassique*, ils se présentent dans des conditions toutes différentes, car ils sont toujours très disloqués : les *gypses et cargneules* y forment d'énormes amas chaotiques injectés dans le Jurassique par le jeu de la « tectonique salifère ». Nous étudierons ainsi, sous le nom de « formation de Suzette », ceux qui pointent çà et là au milieu des terres-noires du bassin de Laragne. Il semble que, chassés par la tectonique salifère de leur niveau originel, dans la couverture du substratum hercynien, ils soient venus s'accumuler dans des niveaux supérieurs. Autour du massif cristallin de Saint-Etienne-d'Avançon, un de ces puissants amas gypseux a montré à l'un de nous (32) des blocs de calcaires dolomitiques triasiques et des grès schisteux à *Equisetites arenaceus* : c'est le faciès des « schistes à Equisetites », connu en Suisse (dans le Keuper) et en Savoie (Mont-Charvin, près Saint-Jean-de-Maurienne), mais dont il n'est pas possible de préciser ici la position stratigraphique.

3° Lias et Dogger.

Le *Lias* a ici son vrai type « dauphinois », minutieusement étudié par E. HAUG dans le dôme de Remollon, où nous aurons l'occasion de le voir. Renvoyant à la légende de la feuille Gap pour le détail des horizons et des faunes, rappelons seulement qu'il est absolument complet, depuis le Rhétien (fossilifère au Plan de Vitrolles), très épais et de faciès constamment vaseux et pélagique : la partie inférieure (Hettangien - Charmouthien inf.) est plutôt calcaire (*Lias calcaire*), la partie supérieure (Charmouthien sup. - Aalénien) plus schisteuse dans l'ensem-

ble (*Lias schisteux*) (voir fig. 8). Les fossiles, rares⁷, sont presque uniquement des Céphalopodes, sauf dans les schistes aaléniens, qui parfois sont semés de petites Posidonomyes.

Enfin c'est seulement vers l'extrémité S de la région étudiée ici, près du Plan de Vitrolles, à l'angle SW de la feuille Gap (voir plus loin), qu'apparaissent les faciès néritiques caractéristiques du « type provençal » (P. LORY).

Les assises du *Bajocien* (et parfois du *Bathonien* inf.), tout en restant toujours noires, vaseuses et pélagiques profondes, sont plus calcaires et plus résistantes que les schistes noirs du *Lias* sup. et les terres-noires qui les surmontent; ces *calcaires du Dogger* dessinent donc dans la topographie des crêtes ou des croupes saillantes, mais généralement arrondies et à pentes assez douces, là où elles ne sont pas ravivées par une active érosion. Il n'y a toujours que des Céphalopodes, d'ailleurs très localisés : nous visiterons un gisement d'Ammonites pyriteuses dans le Bajocien sup. à La Justice, à l'ENE de Gap. Les affleurements les plus étendus sont encore ceux du dôme de Remollon (fig. 8); mais nous en verrons un petit pointement (Mont-rond) au milieu du bassin de Laragne.

4° Les terres-noires (Bathonien - Oxfordien).

Les zones d'affleurements de ces épaisses accumulations de schistes argileux très tendres définissent autant de grandes régions naturelles que nous avons énumérées plus haut. Le rude climat durancien, continental et déjà méditerranéen, avec ses longues et brûlantes sécheresses et ses courtes mais violentes précipitations, y crée des paysages bien caractéristiques et étranges pour des visiteurs nordiques. Partout où la couver-

⁷ Nous en signalerons néanmoins un gisement sur notre itinéraire, près du confluent Ubaye-Durance.

ture végétale ou les moraines ont été entaillées par l'érosion régressive, se creusent brusquement de profonds *ravins noirs*, aux versants ciselés par de multiples découpures. Et là où les schistes affleurent partout à nu, même sur les croupes, c'est le véritable désert, paysage de « *bad lands* » où les bosses schisteuses arrondies moutonnent les unes derrière les autres, sillonnées de rides qui s'accroissent à mesure qu'elles descendent à leurs flancs; le langage populaire a trouvé une expression pittoresque qui dépeint d'un seul trait ce modelé et ces couleurs : ce sont les « dos d'éléphants ». Nous en signalerons, au cours de notre itinéraire, les exemples les plus impressionnants.

D'innombrables « filons de sécrétion » de calcite blanche, tranchant sur le noir des schistes, montrent que ces assises ont été le siège d'un véritable « *foisonnement tectonique* ». Mais la stratigraphie de détail, et par conséquent la tectonique intime, sont généralement indéchiffrables, en raison de la très grande rareté des fossiles. Mentionnons seulement que la *Posidonomya alpina*, caractéristique de ces faciès éminemment pélagiques, se montre cantonnée dans le Bathonien et le Callovien, tandis que dans l'Oxfordien apparaissent, épars sur le sol, de petits nodules ovoïdes plus durs et plus calcaires que les schistes.

5° Malm.

Depuis l'Oxfordien jusqu'au Portlandien, les faciès continuent à rester vaseux et pélagiques; mais la teneur moyenne en calcaire augmente progressivement, en même temps que la coloration noire tend à s'éclaircir de plus en plus : les roches deviennent donc de plus en plus compactes et plus blanches, au moins en surface.

Le *Rauracien* sera ainsi formé de calcaires marneux, encore très foncés et relativement tendres, mais déjà exploitables pour

chaux hydraulique ou ciment artificiel (Vif, au S de Grenoble, Pont-la-Dame près d'Aspres-sur-Buech, Veynes). Avec le *Séquanien* apparaissent de vrais calcaires clairs, mais en petits bancs de l'ordre du décimètre, séparés par des délits de schistes foncés. Enfin le *Kimmeridgien* et le *Portlandien* sont représentés par des calcaires clairs, lithographiques, en gros bancs de plusieurs mètres d'épaisseur : ce sont les « *calcaires tithoniques* », dont les corniches claires et régulièrement stratifiées dominent les noirs talus schisteux (fig. 7). Surmontées par les schistes tendres du Crétacé inf., ces barres calcaires forment ainsi un excellent point de repère pour les géologues et les géographes; elles permettent de déchiffrer au premier coup d'œil les panoramas des chaînes subalpines.

Les fossiles, toujours des Ammonites et Bélemnites ou Aptychus, sont assez rares, sauf dans certaines zones grumeleuses ou pseudo-bréchiques des calcaires tithoniques, témoignant de l'action de courants sous-marins. Depuis le Rauracien, les Radiolaires abondent dans les coupes minces⁸, et les Calpionelles apparaissent dans le Tithonique d'où elles se prolongent dans la base du Crétacé (Berriasien), constituant un fossile caractéristique qui nous sera des plus précieux dans les zones plus internes.

6° Crétacé inf. (Valanginien - Albien).

Il montre dans notre région des variations de faciès fort intéressantes, établies par les minutieuses études de Charles et Pierre LORY, de W. KILIAN, de V. PAQUIER, de Charles JACOB. Ces variations s'ordonnent autour de deux types extrêmes, l'un ou « *type mixte* » (Charles LORY) réalisé dans les chaînes sub-

⁸ Sur la succession des microfaunes dans le Jurassique et le Néocomien des chaînes subalpines, voir L. MORET (75).

alpines septentrionales, l'autre ou « *type vocontien* » (V. PAQUIER), qui s'affirmera progressivement dans les chaînes subalpines méridionales (voir fig. 30).

a) *Le Crétacé inf. de type mixte.*

Cette qualification de mixte indique qu'il s'agit ici d'un type intermédiaire entre un faciès jurassien, presque exclusivement calcaire et néritique (dont nous n'avons pas à nous occuper ici), et un faciès marneux, profond, réalisé dans le type vocontien.

Ce type mixte, bien classique aux environs de Grenoble (Vercors et Chartreuse), va donc nous montrer des alternances, plusieurs fois répétées, d'assises calcaires et marneuses⁹.

1° *Valanginien*. — Le *Valanginien inf.* ou *Berriasien* est formé de calcaires marneux clairs, plus tendres que les calcaires du Tithonique et entremêlés de bancs marneux : c'est un faciès profond, à Ammonites (couches à ciment de la Porte de France).

Les « *marnes valanginiennes* », très épaisses, correspondent à un Valanginien moyen; des faunes d'Ammonites pyriteuses n'y apparaissent que dans le S du Vercors (Chichilienne).

Le complexe des « *calcaires du Fontanil* », zoogènes, spathiques, ferrugineux et à silex dans le haut, constitue un Valanginien supérieur; les Ammonites y sont extrêmement rares, et les Bivalves (*Alectryonia rectangularis*) fréquents.

2° *Hauterivien*. — Débutant par une mince « couche glauconieuse » souvent fossilifère, cet étage est représenté par des marnes légèrement gréseuses, presque sans Céphalopodes, sauf dans le bas, et contenant au contraire, surtout dans le haut, de très abondants *Toxaster amplus* (*retusus* auct.), d'où leur nom de « marnes à Spatangues ».

⁹ Pour plus de détails, voir M. GIGNOUX et L. MORET (29).

3° *Urgonien*. — Ce sont de puissants calcaires blancs, de faciès zoogènes, parfois oolithiques ou coralliens, avec Rudistes (Toucasies, Réquiénies), Bryozoaires (Zonatelles), Miliolidés et Orbitolines, parfois dolomitiques, toujours en très gros bancs mal stratifiés. L'extrême base, au contraire, rarement visible sous les éboulis descendant des falaises urgoniennes, montre des assises plus jaunes et mieux litées, connues sous le nom de « calcaires jaunes à Panopées » et généralement attribuées au Barrémien inf. Aux deux tiers de la masse urgonienne s'intercale le plus souvent une mince assise plus marneuse, dite « couche à Orbitolines », et contenant, en de très rares points, une faunule du Barrémien sup. De sorte que le dernier tiers de l'Urgonien, supérieur à cette couche, est attribué à l'Aptien inférieur.

4° *Gault*. — Nous grouperons sous ce nom un complexe d'assises peu épaisses, plus marneuses et plus tendres que l'Urgonien, toujours glauconieuses; elles correspondent à des vires, corniches ou talus herbeux ou boisés; leur développement est d'ailleurs très irrégulier (période de courants sous-marins, avec érosions); on y distingue :

a) La « *lumachelle du Gault* » : ce sont en réalité des calcaires à entroques glauconieux et gréseux, épais de 10-20 m. au maximum; d'après les recherches récentes de BREISTROFFER (13), il faudrait parfois les attribuer à l'Aptien supérieur.

b) Les « *sables verts* », dont l'épaisseur varie de 0 à 100 m. environ; ils contiennent, surtout à leur base, des couches à nodules et fossiles phosphatés : c'est l'Albien, suivi d'une grande lacune, qui correspond généralement au Cénomaniens et en tout cas au Turonien.

b) *Le Crétacé inf. de type vocontien.*

Il diffère à première vue du précédent par la disparition complète des calcaires du Fontanil et surtout de l'Urgonien, rem-

placés par des faciès profonds de marnes ou calcaires marneux. Dans sa réalisation la plus typique, il est ainsi constitué :

1° *Valanginien*. — Le Valanginien inf. ou *Berriasien* est toujours formé de calcaires marneux, avec lits de marnes, qui établissent ainsi un passage progressif avec les calcaires purs du Tithonique; ces calcaires berriasiens sont fragiles, se débitent facilement en fragments parallélipédiques et sont relativement épais; de sorte qu'ici le sommet des « falaises tithoniques » apparaît un peu émoussé et coupé moins brusquement. Ils sont très fossilifères, sur notre itinéraire, à La Faurie en Bochaine, où se trouve le plus beau gisement connu de ce sous-étage.

Le faciès des « marnes valanginiennes » envahit tout le reste de l'étage; c'est le complexe le plus tendre de tout le Néocène et il occupe généralement l'axe des combes et des dépressions. Les Ammonites pyriteuses y sont fréquentes (Bochaine, Diois, Sisteron), bien que localisées dans des horizons assez minces. Bleu clair quand elles sont fraîches, jaune clair quand elles sont altérées, ces marnes peuvent ainsi se distinguer, même sans fossiles, des complexes marneux du Jurassique, qui, frais, sont beaucoup plus noirs, et, altérés, un peu plus brunâtres.

2° *Hauterivien*. — Il est formé par des alternances très régulières et indéfiniment répétées d'assises de marnes et de marno-calcaires, l'épaisseur de chaque assise étant de l'ordre du décimètre; cela donne aux affleurements un peu étendus (et surtout dans des flancs de ravins) un aspect régulièrement strié ou rubané bien reconnaissable de loin. Il n'y a plus de couche glauconieuse ni de Spatangues; en revanche, les Ammonites sont assez fréquentes (par ex. à Montclus près Serres, voir plus loin), surtout les *Crioceras* (calcaires à Criocères).

3° *Barrémien et Aptien inf.* (= *Bédoulien*). — Le faciès urgénien est remplacé par des calcaires marneux assez tendres, en

gros bancs de plusieurs décimètres d'épaisseur, séparés par des couches de marnes très minces au milieu, plus épaisses à la base et au sommet, et plus foncées que les marnes valanginiennes et hauteriviennes. Ce complexe de calcaires marneux, plus compacts que l'Hauterivien et surtout que l'Aptien sup., se traduit dans la topographie par des côtes ou croupes arrondies (fig. 10), mais ne donnant jamais de falaises.

Les fossiles (uniquement des Ammonites) sont généralement très rares, sauf dans des gisements très localisés (gisements classiques de Combe-Petite et de Morleyron, au sommet de la Montagne de Lure).

4° *Aptien sup.* (= *Gargasien*). — Il prend ici le faciès des « marnes aptiennes », épaisse série de marnes noires ressemblant beaucoup aux marnes oxfordiennes (mais avec une teinte d'altération bleuâtre) et donnant lieu aux mêmes paysages de « bad lands »; on y trouve des Ammonites pyriteuses, mais les gisements classiques sont en dehors de nos itinéraires (région de Saint-André-des-Alpes, Gargas près Apt, entre Lure et Luseron).

5° *Albien - Cénomani*¹⁰. — Le faciès de marnes noires se prolonge dans ces deux étages, mais il y apparaît quelques bancs de marno-calcaires et surtout des bancs gréseux, glauconieux, très caractéristiques, se décomposant souvent par altération en masses ovoïdes de plusieurs décimètres de diamètre : ce sont les « grès sus-aptiens » des anciens géologues¹¹.

Le développement de ces faciès terrigènes est d'ailleurs très irrégulier : parfois ils sont totalement absents (région de Rosans, Baronnie), et la série crétacée reste alors complètement

¹⁰ Les zones paléontologiques de l'Albien dans la fosse vocontienne ont été récemment précisées par M. BREISTROFFER (14).

¹¹ A Saint-André-de-Rosans (Diois), ces énormes boules de grès créent un paysage tout à fait curieux, bien connu des touristes.

vaseuse (axe de la fosse vocontienne); mais le plus souvent les bancs gréseux sont assez épais et compacts pour édifier autant de petites corniches, dont l'ensemble forme des reliefs dominant les dépressions de marnes aptiennes (ex. : région de Peipin au S de Sisteron).

c) *Passage entre le type mixte et le type vocontien.*

Il se réalise progressivement dans la partie N des chaînes subalpines méridionales, par disparition des faciès néritiques des calcaires du Fontanil et de l'Urgonien et apparition des marnes aptiennes-albiennes, toutes transformations qu'il est aisé de reconnaître même dans les panoramas. En particulier l'itinéraire Grenoble-Veynes par le Col de la Croix-Haute, qui nous fera longer le bord oriental du Vercors, puis traverser le Bochaine et atteindre le Dévoluy, nous fournira une magnifique illustration de ces changements progressifs de faciès.

Ce sont les *calcaires du Fontanil* qui disparaissent les premiers : bien développés dans la face E du Moucherotte, près de Grenoble, ils n'existent déjà plus sous le Grand Veymont et le Mont Aiguille, et en même temps apparaissent les premières faunes d'Ammonites pyriteuses; c'est là aussi que le Valanginien semble avoir son maximum d'épaisseur.

Les formidables falaises du Mont Aiguille et du Grand Veymont marquent le maximum de puissance de l'*Urgonien*; au S de ce dernier sommet, cet Urgonien se réduit peu à peu à des lentilles allongées dans une puissante série de calcaires marneux : il n'y a plus de « falaise urgonienne », et c'est précisément dans cette zone de passage où l'Urgonien disparaît que le complexe Barrémien-Bédoulien acquiert son maximum de puissance : pour bien s'en convaincre, il faudrait d'ailleurs s'écarter de notre itinéraire et aller de Chichilianne dans le Diois par le Col de Menée : on verrait là, dans les vallées creusées au S des plateaux urgoniens du Vercors, le Barrémien marno-cal-

caire atteindre à lui seul près de 1.000 m. d'épaisseur; tandis que le Valanginien et l'Hauterivien, dans les montagnes comprises entre les Cols de Menée et de la Croix-Haute, sont déjà devenus entièrement vaseux et beaucoup moins épais qu'au N.

Le long de notre route, le « bord subalpin », formant ici la bordure N du Bochaine, dominant le Trièves, sera franchi par nous immédiatement au N du Col de la Croix-Haute. Là l'Urgonien existe encore; toutefois on n'y retrouve plus de véritables faciès récifaux, avec Rudistes et Bryozoaires : ce sont des calcaires spathiques à silex et des « *calcaires à débris* » pour lesquels P. LORY a proposé le nom de « faciès *suburgonien* »; leur falaise, réduite à environ 60 mètres, ne constitue plus l'obstacle infranchissable qu'elle dressait le long de la façade E du Vercors. Plus au S, en plein Bochaine, nous recouperons encore, entre Lus et Saint-Julien, un « Suburgonien » épais de quelques dizaines de mètres et déjà surmonté de marnes noires aptiennes inconnues dans le Vercors; enfin, dans le Bochaine méridional, entre Saint-Julien et La Rochette, nous verrons ce Suburgonien vertical se réduire à deux dalles saillantes de quelques mètres de largeur, séparées par une combe marneuse.

Des variations analogues se retrouveraient dans le Dévoluy, mais nous n'aurons pas occasion de les étudier, car nous ne ferons que traverser ce massif à son extrémité S par la cluse de Veynes-La Freyssinouse. Là, à Châteauneuf, entre Veynes et Montmaur, nous verrons un Crétacé inférieur à peu près conforme au « type vocontien » décrit plus haut; l'épaisseur totale est redevenue assez faible, et, dans les croupes de calcaires marneux barrémiens-bédouliens, seules quelques minces lentilles (1 à 5 décimètres) de calcaires à débris, non massifs, évoquent encore les faciès lithologiques de l'Urgonien.

Et c'est encore ce type vocontien, pleinement réalisé, que nous retrouverons dans la cluse de Serres, sur le bord oriental du Diois, et dans la cluse de Sisteron, où nous recouperons l'extrémité E de la chaîne de Lure.

d) *Tableau paléogéographique d'ensemble : la fosse vocontienne et l'avant-fosse alpine.*

Ainsi le Crétacé inf., coupé de fréquents épisodes néritiques dans le « *type mixte* » qui règne dans les chaînes subalpines septentrionales, devient progressivement plus profond vers le S, dans le Bochaine du N et le Dévoluy septentrional. Plus au S encore, dans le Diois, les Baronnies et le Dévoluy méridional, c'est le « *type vocontien* », avec ses dépôts uniformément vaseux. Mais au S des Baronnies, à partir du versant S de la chaîne Ventoux-Lure, on verrait réapparaître un « *Urgonien provençal* », identique à celui du Vercors et se prolongeant dans le Luberon et dans toute la Provence. Cela marque la limite S de notre *fosse vocontienne*, laquelle, aux environs de Montélimar, s'étendait jusqu'en bordure du Massif central.

Mais cette fosse était en réalité un *golfe* s'avancant vers l'W et s'ouvrant vers l'E dans une vaste *avant-fosse alpine* allongée suivant la direction générale de la chaîne; nous avons atteint cette avant-fosse dans le Dévoluy oriental et méridional; de là elle devait se prolonger vers le N, par-dessus l'emplacement actuel du Pelvoux, et on la retrouve vers le S, dans la région de Digne, d'où elle se dirige vers le bord S du Mercantour; nous verrons tout à l'heure son fond jalonné par les zones ultra-dauphinoise et surtout subbriançonnaise.

Notons dès maintenant que les maxima d'épaisseur du Crétacé inf. se localisent sur les bords de cette avant-fosse et de son avancée vocontienne, c'est-à-dire d'une part le long du bord S du Vercors, d'autre part dans le versant N de la chaîne Ventoux-Lure (59). Dans le domaine de l'Urgonien, domaine de plate-forme continentale balayée par les courants et sujette à de fréquentes oscillations, les sédiments ne pouvaient s'accumuler sur de grandes épaisseurs; et il en était de même, pour des raisons toutes différentes, dans l'axe même de l'avant-fosse

et du golfe vocontien, où les apports terrigènes ne pouvaient parvenir; c'est ce que nous montrera avec plus de netteté encore l'étude des zones ultra-dauphinoise et subbriançonnaise.

7° *Crétacé supérieur (Cénomaniens-Sénonien).*

Quelques-uns des traits de cette paléogéographie, en particulier la fosse vocontienne, se retrouvent au Crétacé sup.; mais ici les variations de détail sont telles que nous nous bornerons à décrire les faciès dans les régions que nous visiterons.

Dans les *chaînes subalpines du N* (Chartreuse et Vercors), nous savons déjà que le Cénomaniens et le Turonien correspondent à une lacune à peu près générale : le Cénomaniens est surtout connu à La Fauge, près du Villard-de-Lans, et le Turonien manque partout. De sorte que le Crétacé sup. débute par un *Sénonien* transgressif, représenté par des calcaires blancs; leur base, bien stratifiée (lauzes), est formée d'assises tantôt marneuses, tantôt gréseuses et glauconieuses; leur sommet, plus massif, est une craie dure, à silex, parfois zoogène. Mais cette discontinuité ne s'accompagne là nulle part d'une véritable discordance de stratification; de sorte que le Sénonien repose le plus souvent¹² sur les lambeaux de Gault qui le séparent de l'Urgonien et dessinent une vire régulière entre les blanches falaises urgonienne et sénonienne.

Dans le *Diois* et les *Baronnies*, nous n'aurons nulle part l'occasion de toucher du Crétacé sup.; nous y verrons la lacune disparaître, et même, dans l'axe de la fosse vocontienne (région de Rosans), les faciès rester uniformément vaseux dans l'Albien, le Cénomaniens, le Turonien, pour ne devenir néritiques que dans le Sénonien.

¹² Dans l'W du Vercors, l'absence du Gault par érosion antésénonienne est le cas le plus fréquent (P. LORY).

Par contre, là où la chaîne Ventoux-Lure aboutit à la Durance au S de *Sisteron*, au-dessus des grès sus-aptiens, le Cénomaniens est formé de calcaires gréseux durs dessinant la vigoureuse côte sur laquelle s'élèvent les ruines des vieux villages fortifiés de Volonne et de Château-Arnoux; là le Turonien et le Sénonien manquent, enlevés par les érosions tertiaires : nous sommes en effet sortis de la fosse vocontienne et nous nous approchons du domaine provençal de l'« isthme durancien ».

Au contraire, dans le *Bochaine* et le *Dévoluy*, on assiste à des variations d'un caractère tout différent. La lacune persiste et en particulier le Turonien n'existe nulle part, comme dans le *Vercors*. Mais de plus cette discontinuité est soulignée par une véritable discordance. Charles et Pierre LORY ont mis en évidence, dans cette région, l'existence de véritables « *plissements antésénoniens* » très intenses, souvent alignés W-E, alors que les plis tertiaires « alpins » s'allongent généralement N-S (fig. 9). Il en résulte que le substratum du Sénonien est très variable : les calcaires sénoniens reposent soit sur les marno-calcaires cénomaniens ou les marnes noires de l'Aptien-Albien, soit sur le Néocomien ou les calcaires du Jurassique sup. (pl. I-B).

En *Bochaine* et dans la région de *Montmaur*, les premiers dépôts sénoniens sont souvent des calcaires blancs à pâte fine, puis des calcaires argileux gris-bleu; chacune de ces assises peut manquer et chacune peut être discordante sous l'assise suivante.

Au-dessus vient une puissante série de *calcaires durs*, qui jouent le premier rôle dans l'orographie du *Bochaine* et plus encore du *Dévoluy* proprement dit, où ils existent seuls. Ce sont deux grandes assises : calcaires zonés, puis calcaires à silex, souvent gréseux, un peu ferrugineux et par suite à patine jaune roux, lités en dalles de 5 à 30 cm. d'épaisseur. Nous les verrons constituer de hautes falaises (jusqu'à 800 m. à l'*Obiou*) qui, par leur striation et leurs teintes ocreuses, se distinguent au premier coup d'œil des barres urgoniennes et tithoniques.

Au S du *Dévoluy*, dans les hauts massifs du pays de *Digne* (*Cheval-Blanc*), nous retrouverions au contraire un Crétacé sup. assez profond : c'est encore *l'avant-fosse alpine*, où les immenses talus des marnes noires (Aptien-Cénomaniens) deviennent plus raides avec les marno-calcaires blancs du Turonien, puis sont couronnés par les hautes falaises claires du Sénonien.

8° Le Nummulitique.

La fin du Crétacé correspond dans toute la zone alpine externe à une période d'émersion et même de plissements (plis anténummulitiques) : il y a partout, entre Secondaire et Tertiaire, une grande *discontinuité* de sédimentation, et même parfois une légère discordance angulaire, de sorte que le Nummulitique peut reposer sur des terrains plus anciens quelconques (jusqu'au Jurassique sup. et même, en bordure S du Pelvoux, jusqu'au Cristallin).

Les divers types de ce Nummulitique sont ici très intéressants à étudier et à synthétiser (fig. 30-VII), car ils se groupent en *trois grands domaines* naturels, qui sont, de l'W à l'E :

- 1° Le domaine de l'Eocène continental et des lacs ou lagunes oligocènes;
- 2° Le domaine de l'Eocène continental et de l'Oligocène marin;
- 3° Le domaine de l'Eocène sup. marin (Oligocène douteux).

a) Domaine de l'Eocène continental et de l'Oligocène laguno-lacustre.

En nous bornant aux régions que nous parcourrons, il s'étend sur le *Bochaine* et sur les parties occidentales du *Dévoluy* et du massif des *écailles de Digne*.

L'Eocène y est représenté, en particulier dans le bassin synclinal de Lus, par des sables siliceux plus ou moins argileux, réfractaires, blancs ou roses, ravinant le Sénonien : c'est le faciès dit des « sables et argiles bigarrés », bien classique dans la vallée du Rhône et dont le développement est ici très sporadique et local, comme d'ordinaire pour ces dépôts de ruissellements continentaux; aucun fossile n'y est connu dans les régions décrites ici.

L'Oligocène est marqué par une réapparition de la sédimentation calcaire, témoignant de grands bassins lacustres ou lagunaires : ce sont des marnes blanches ou rouges, des assises de calcaires souvent grumeleux ou concrétionnés, et enfin des conglomérats (Nagelfluh) remarquables par l'abondance des galets de roches intraalpines. Il n'y a généralement que des coquilles lacustres (Limnées, Planorbes) ou terrestres (Helix), plus rarement des fossiles lagunaires (Cyrènes); car les faciès lagunomarin se développent surtout plus à l'W, dans la vallée du Rhône; néanmoins, ces influences lagunaires sont attestées par des intercalations de gypses, que nous verrons près de Sisteron (Saint-Geniès).

Entre ces lacs ou « chotts », les plateaux émergés de calcaires crétacés devaient former des « carst », dont les « terres roses », lessivées et entraînées dans les dépressions lacustres, colorent en rouge les sédiments oligocènes. Aussi les assises alternantes de marnes, de grès et de conglomérats de cet Oligocène réalisent un passage au faciès dit « mollasse rouge », que nous allons trouver typiquement développé dans la zone suivante. En face du Plan de Vitrolles (où nous passerons), cette mollasse rouge repose directement sur les terres-noires.

b) *Domaine de l'Eocène continental et de l'Oligocène marin*
(à Nummulites).

Les affleurements de cet Oligocène marin, conservés seulement dans le fond de quelques synclinaux, sont naturellement

fort discontinus. Néanmoins, ils s'alignent en une traînée parallèle à la direction générale de la chaîne, dessinant ainsi l'emplacement d'un *chenal marin* « périalpin », dont le rivage occidental était formé par la zone des lacs et lagunes. A l'Est de notre zone d'affleurements d'Oligocène à Nummulites, on ne connaît plus, dans le Tertiaire, de faunes oligocènes; comme nous allons le voir, il est probable que là les zones alpines avaient déjà, au cours de l'Oligocène, surgi et émergé; de sorte que cette expression de « chenal » semble bien, dès l'Oligocène, traduire une réalité paléogéographique : on peut y voir un précurseur du « bras de mer miocène périalpin », dans lequel le soulèvement des Alpes, se propageant peu à peu vers l'W, finira par rejeter la mer périalpine encore plus à l'W.

Cet Oligocène marin débute par des calcaires plus ou moins gréseux contenant de petites Nummulites, mais jamais d'Orthophragmines, et surmontés par de grandes épaisseurs de schistes et grès à faciès *Flysch*, avec écailles de Poissons; ce complexe marin est recouvert par les sédiments continentaux de la « mollasse rouge », schistes, grès ou conglomérats bigarrés de rouge ou de vert.

Dans la région décrite ici, les seuls témoins de cet Oligocène à Nummulites sont :

1° Le petit bassin de *Faucon-Gigors*, situé dans le massif des écailles de Digne : nous ne ferons que l'entrevoir de très loin;

2° La partie orientale du grand synclinal (Sénonien et Tertiaire) du *Dévoluy*, que nous traverserons en cluse entre Veynes et La Freyssinouse (fig. 10). A sa lisière occidentale, près de Veynes (La Madeleine), il n'y a que de la mollasse rouge; mais sitôt à l'E de Montmaur, entre celle-ci et le Crétacé, apparaissent des dépôts nummulitiques marins, fossilifères, que nous décrirons plus loin; leur faune a conduit J. BOUSSAC à les attribuer à l'Oligocène, opinion adoptée récemment par A.-F. DE LAPPARENT. Cet Oligocène est transgressif sur les terrains plus

anciens; près de Montmaur, nous le verrons reposer en discordance sur les calcaires sénoniens.

c) *Domaine de l'Eocène sup. marin.*

Il s'étend sur toute la partie orientale de la zone alpine externe, y compris sa lisière E, que nous étudierons plus loin sous le nom de zone ultradauphinoise.

Dans ces régions, le Nummulitique est formé en général de trois termes lithologiques, partout bien reconnaissables et reconnus depuis longtemps : c'est ce que L. MORET a appelé la « *trilogie priabonienne* » :

A) Les *calcaires priaboniens*; ils sont pétris de petites Nummulites et d'Orthophragmines, ces derniers fossiles permettant de les distinguer au premier coup d'œil des calcaires oligocènes à petites Nummulites du domaine précédent, lesquels ne contiennent jamais d'Orthophragmines; ils sont souvent gréseux, en tout cas de faciès néritiques (Polypiers); leur épaisseur est de l'ordre d'une dizaine de mètres. A leur base peuvent se développer, très irrégulièrement et localement, soit des brèches ou conglomérats, soit des marnes schisteuses, parfois charbonneuses, à faune presque lagunaire (nombreux Cérithes) : ce sont les couches dites « à *Cerithium Diaboli* »; nous y décrirons le gisement célèbre dit de Faudon, à l'E de Gap (fig. 12); un autre gisement classique est celui des Combes de Saint-Bonnet-en-Champsaur, que nous apercevrons de loin.

B) Les *schistes priaboniens*; ce sont des schistes très fissiles, grisâtres, à patine fauve, ne contenant que des Globigérines; leur épaisseur est comparable à celle des calcaires : c'est l'horizon connu en Suisse sous le nom de Stadschiefer.

C) Les *grès d'Annot* (localité à l'W de Puget-Théniers) ou *grès du Champsaur* (haut bassin du Drac) : des alternances régulières de bancs gréseux et schisteux, dont les épaisseurs sont

de l'ordre du décimètre ou du mètre, donnent à cette puissante formation (plusieurs centaines de mètres) une allure *striée* bien caractéristique et visible de fort loin¹³; nous en verrons de hautes falaises à l'entrée Sud de l'Ubaye (montagne de Dourmillouse ou Batterie de Colbas) et le long de la bordure S du Pelvoux (Champsaur, fig. 3). Mais de tout le bassin de la Durance, la région où ces grès montrent leur maximum de développement est celle des « Montagnes de Nummulitique autochtone de Dourmillouse », à l'angle SE du Pelvoux.

Certains de ces bancs gréseux peuvent devenir très grossiers et passer à de véritables conglomérats à galets de quartz. Enfin, dans le Champsaur, aux grains de quartz s'ajoutent des débris de feldspath et de divers minéraux noirs d'origine éruptive (?) qui se détachent en foncé sur le fond plus clair de la roche : d'où le nom de « *grès mouchetés du Champsaur* », équivalents aux grès de Taveyannaz des Suisses; pas plus en France qu'en Suisse on n'est arrivé à expliquer d'une manière satisfaisante l'origine de ces minéraux noirs¹⁴.

L'âge de ces grès d'Annot ou du Champsaur a soulevé récemment des discussions, car ils ne contiennent point de fossiles. J. BOUSSAC les avait néanmoins attribués, sans preuve, à l'Oligocène, tout en admettant que leur base pouvait encore être priabonienne. Puis L. MORET en Savoie et M. LUGEON en Suisse y signalèrent pour la première fois des fossiles, des Orthophragmines, et conclurent à leur âge priabonien¹⁴; tout récemment nous avons découvert (41), dans des écailles de la « zone sub-briançonnaise » près de Saint-Clément (voir plus loin), des intercalations de calcaires à Nummulites et Orthophragmines dans la partie moyenne d'une série schisto-gréseuse qui paraît bien être, dans cette zone, l'équivalent des grès du Champsaur.

¹³ C'est en somme le faciès « Flysch » dont nous parlerons plus loin.

¹⁴ Références bibliographiques dans M. GIGNOUX (24), p. 549.

Pendant ce temps, dans les Alpes-Maritimes, L. BERTRAND (1, 2), se basant sur des déterminations (d'ailleurs contestables) de fragments de petites Nummulites trouvées par S. DEB à la base des grès d'Annot, continuait à attribuer à l'Oligocène toute la masse des grès. Tandis que A.-F. DE LAPPARENT, ayant décrit des faunes à affinités « ludiennes » dans les « schistes priaboniens », serait porté à croire que le sommet au moins des grès d'Annot appartiendrait à l'Oligocène.

Il faut reconnaître, en tout cas, que ces grès d'Annot ou du Champsaur n'ont rien de commun, ni comme faciès, ni comme répartition géographique, avec les grès oligocènes à Nummulites du domaine précédent; il est plus simple, dans les descriptions d'ensemble du Tertiaire alpin, de les grouper avec le Priabonien fossilifère qu'ils surmontent en continuité absolue.

9° Le Miocène.

Le Miocène marin, remplissant un large *bras de mer péri-alpin*, allongé de la Méditerranée au Bassin de Vienne, reste à l'W du domaine que nous décrivons. Représentée encore dans l'E du Vercors (synclinal du Villard-de-Lans), la mollasse marine est inconnue dans le Diois et les Baronnies, sans doute parce que l'érosion l'en a fait disparaître; car au S des Baronnies, sur le versant N de la chaîne Ventoux-Lure, dans le synclinal du Jabron, elle s'avance de nouveau vers l'E, mais sans atteindre la Durance au N de Sisteron, de sorte que nous ne la rencontrerons pas.

C'est seulement au S de Sisteron que la mer miocène dessine vers l'E un grand golfe : le Miocène, marin à la base (Burdigalien-Vindobonien), continental au sommet (Pontien), remplit en effet tout le grand « *bassin miocène de Forcalquier-Digne* ». La limite orientale de ce golfe et celle des puissantes « alluvions de piedmont » continentales qui en ont achevé le comblement coïn-

cident dans l'ensemble avec le bord du massif des écaïlles de Digne, bord que nous étudierons à Saint-Geniès à l'E de Sisteron. Rappelons toutefois qu'à l'E de Saint-Geniès, les dépôts de la mollasse marine s'avancent vers l'E jusqu'à Esclangon et viennent ainsi s'imbriquer dans le système des écaïlles.

Notons que les galets des poudingues miocènes sont constitués surtout par des calcaires sénoniens et, plus rarement, par les roches les plus dures des zones alpines tout à fait internes (radiolarites jurassiques, porphyres permien, roches vertes des schistes lustrés). Cela nous montre qu'au Miocène la zone alpine externe n'était encore qu'à peine attaquée par l'érosion, tandis qu'au contraire les zones internes, émergées et soulevées depuis longtemps, étaient déjà mises à nu jusque dans leur tréfonds.

B) Les modifications de faciès dans la zone ultradauphinoise.

Nous avons déjà convenu d'appeler « zone ultradauphinoise » la partie la plus orientale de la « zone alpine externe »; sa limite occidentale n'est définie que par les faciès; vers l'E elle disparaît en s'enfonçant sous les nappes de la zone interne (voir pl. IX).

Au N, entre le Lautaret et Vallouise, cette zone se réduit à la *couverture* triasique et jurassique de l'*extrémité E du Pelvoux*, débitée en une succession d'écaïlles auxquelles participe le tréfonds cristallin lui-même; nous lui adjoindrons également la « zone du *Flysch des Aiguilles d'Arves* », où le Nummulitique est transgressif. Au S de Vallouise, cette transgression amène le Nummulitique à reposer directement sur le Cristallin, dans le « *massif de Nummulitique autochtone de Dourmillouse* », où, entre Nummulitique et Cristallin, ne subsistent plus, localement, que de minces placages de Trias.

Mais, à l'W de ce massif, dans les « écaïlles ultradauphi-

noises de *Soleil-Bœuf* », reparaissent les terrains jurassiques épargnés par les érosions anténummulitiques.

Plus au S, l'ennoyage du tréfonds cristallin a déterminé les vastes affleurements de terres-noires du Gapençais, de l'Embrunais et de l'entrée de l'Ubaye. Les écaïlles ultradauphinoises qu'on peut individualiser dans cette région se répartiront donc en écaïlles anticlinales, formées de terrains plus anciens que les terres-noires, et en écaïlles synclinales, constituées par du Malm, du Crétacé, du Tertiaire.

Les premières sont les moins nombreuses : écaïlles de Lias-Dogger (?) de *Saint-Julien*, près Savines, et surtout écaïlle de *Terres-Pleines*, près Jausiers, que nous n'aurons pas l'occasion de visiter, mais qui doit être mentionnée ici en raison de son importance stratigraphique dans la série des variations de faciès.

Les écaïlles synclinales comprendront : 1° le *Puy de Manse* (prolongé par le Chapeau de Napoléon, ou falaise de Rochette); 2° le massif de Nummulitique de la *Tour Saint-Philippe* (ou de *Faudon*); 3° les petites lames de Nummulitique de *Savines* et du *Morgonnet*; 4° enfin les écaïlles de l'entrée de l'Ubaye, sous le Morgon, soit l'écaïlle de *Saint-Vincent* et celle de la *Batterie du Châtelard* (prolongée par Roche-Rousse), que nous visiterons.

1° Le Trias.

Il garde ses faciès habituels de la zone externe et n'est d'ailleurs représenté que sur le bord E du Pelvoux (où nous l'avons déjà décrit) et à Terres-Pleines.

2° Le Lias-Dogger et l'Oxfordien (s. l. = terres-noires).

a) *Bordure NE du Pelvoux* (fig. 1 et 2). — La stratigraphie du Jurassique est ici fort mal connue; nos prédécesseurs y reconnaissaient surtout, sous le Flysch de la zone des Aiguilles

d'Arves, du Lias calcaire et du Lias schisteux; néanmoins, on avait découvert depuis longtemps un Dogger fossilifère (Bajocien) à l'Alpe du Villar-d'Arène et un Oxfordien à Ammonites au Col Lombard (au pied des Aiguilles d'Arves).

Nous estimons au contraire que, presque partout, ce que l'on a appelé « Lias schisteux » doit être attribué à l'Oxfordien (s. l.).

Ainsi la coupe du synclinal couché de l'Alpe du Villar-d'Arène, qui s'insinue entre le grand massif du Pelvoux et son annexe le Combeynot, était ainsi décrite par W. KILIAN et P. TERMIER : flanc normal : Cristallin, Trias, Lias calc. (très mince), Lias schisteux (très mince); noyau : Bajocien fossilifère et néritique (Oursins, Bivalves, Crinoïdes, Ammonites, Cancellophycus); flanc inverse : Lias schisteux (très épais), Lias calcaire, Trias, Cristallin.

Nous admettons que le « Lias schisteux » du « flanc inverse » correspond à l'Oxfordien, qui prolonge ainsi la bande où cet étage a été caractérisé au Col Lombard, et le Dogger néritique se continuerait par les calcaires cristallins et spathiques, mal étudiés, qui dominent le Lac du Pontet, au-dessus du Villar-d'Arène, et se prolongent à Valfroide, dans la vallée des Hières, sous le Flysch des Trois-Evêchés.

Dans cette région, nous n'aurons d'ailleurs l'occasion d'étudier qu'une seule coupe, celle de la bordure orientale du Pelvoux (s. l.), dans le *vallon du Tabuc*, que nous interpréterons comme suit :

1° Trias de type habituel, avec spilites et calcaires cristallins;

2° Lias inférieur, épais de quelques dizaines de mètres : calcaires gréseux plus ou moins spathiques, avec Bélemnites silicifiées et Ariétitidés;

3° Complexe comprenant quelques assises schisteuses mal caractérisées et surtout une barre importante (10 m. environ) de calcaires spathiques, parfois bréchoïdes, non fossilifères, représentant probablement le sommet du Lias calcaire.

4° Puissante série de schistes noirs à Bélemnites, représentant probablement le Lias schisteux et surmontés directement, par laminage, par la lame de granite de la Croix de Ciboui.

Comme on le voit, la série stratigraphique ainsi conçue se caractérise par l'apparition, dans un Lias calcaire devenu relativement mince, de faciès spathiques et siliceux, par la réduction en certaines régions du Lias schisteux, par le développement de faciès néritiques dans le Dogger, et enfin par la grande épaisseur des « terres-noires » correspondant à l'Oxfordien (s. l.). Ainsi se préparerait le passage au « type subbriançonnais » de ces étages développé dans la coupe classique du Pas du Roc en Maurienne (40).

b) *Massif de Soleil-Bœuf*. — Au S du Col de l'Eychauda, il nous faut, pour retrouver du Jurassique dans la zone externe, aller jusque dans les écaillles ultradauphinoises de Soleil-Bœuf, si bien étudiées par P. LORY (28, 71) (fig. 3).

Là, la série Lias-Oxfordien ne s'écarte que peu du type « dauphinois » normal, ce qui est naturel puisque, d'après leur position géographique, ces écaillles dépendent d'une zone plus occidentale que celle que nous venons d'étudier à l'E du Pelvoux. Notons toutefois que le Lias n'y est pas très épais; quant au Dogger, il garde un faciès profond et vaseux, comme dans le type dauphinois. L'Oxfordien est très développé et a été bien cartographié par P. LORY sur la rive droite du Drac de Champoléon, tandis que plus au NE, sur la rive gauche et sur la feuille Briançon, cet Oxfordien se prolonge par des bandes indiquées à tort en « Lias schisteux » par P. TERMIER.

c) *Ecaille de Saint-Julien, près Savines*. — Il s'agit là d'un petit massif de calcschistes à patine brun-rouge, parfois minéralisé (anciennes recherches de galène), qui tranche sur les terres-noires au milieu desquelles il apparaît. Sur la feuille Gap, ce massif a été attribué par E. HAUG au Lias, sans commentaires et sans preuves : nous n'avons aucune observation

nouvelle à apporter; mais l'absence totale du Dogger sur tout le pourtour de ce petit massif paraît un peu étrange; on pourrait penser que le Dogger y est représenté, mais alors sous un faciès encore vaseux, comme à Soleil-Bœuf.

d) *Ecaille de Terres-Pleines*. — Découverte et correctement cartographiée par W. KILIAN et surtout E. HAUG, cette écaille montre une belle série complète du Trias à l'Oxfordien; elle a été récemment revue en détail par D. SCHNEEGANS (118); comme nous n'aurons pas l'occasion de la visiter, nous nous contenterons de mentionner qu'elle établit une *transition* très nette entre les faciès *dauphinois* et *subbriançonnais*. Le Lias y devient assez mince et néritique (Bivalves, Gryphées), et le Dogger y prend aussi des faciès de calcaires spathiques.

Nous sommes là dans des faciès bien plus « internes » qu'à Soleil-Bœuf et rappelant ceux du vallon du Tabuc, de l'Alpe du Villar-d'Arène et même déjà du Pas du Roc.

3° Le Malm.

Il n'est connu que dans les écaillles suivantes :

a) *Massif de Soleil-Bœuf*. — Il y a encore le type dauphinois à peu près normal; en particulier le « Tithonique » est bien caractérisé par ses falaises de calcaires compacts, peut-être moins marquées toutefois que dans les chaînes subalpines (fig. 3).

Par contre, il est intéressant de noter, avec P. LORY (73), l'apparition dans l'*Argovien-Rauracien* d'un faciès de schistes légèrement *siliceux* et surtout à patine *verte* : ce type prépare celui que nous verrons se développer dans le Rauracien siliceux vert et rouge, à radiolarites, de la zone subbriançonnaise.

b) *Ecaillles du Puy de Manse et de Rochette* (fig. 11 et 12). — Le Malm y a encore le type dauphinois; toutefois, au Puy de

Manse, il convient de noter l'« évanouissement » presque complet de la « corniche tithonique » qui se manifeste à peine par un petit ressaut dans les pentes régulières du versant W de la montagne.

Au-dessus de Rochette, la « falaise » de Malm, bien marquée, dessine le profil du « Chapeau de Napoléon » ; la plus grande partie de cette falaise est d'ailleurs constituée par des calcaires en petits bancs réguliers, à silex, qu'on peut attribuer au Séquanien-Kimmeridgien, et que le Tithonique couronne d'un gros banc régulier assez mince. La raideur de cette falaise, dont l'équivalent ne se retrouve pas au Puy de Manse, doit tenir à des circonstances locales (écroulements sur le socle de terres-noires ?, paroi d'auge glaciaire ?).

c) *Écaille de Saint-Vincent-les-Forts*. — Dans cette écaille, la plus externe de celles qui, à l'entrée de l'Ubaye, s'enfoncent sous les nappes du Morgon (pl. VI, fig. 15), les faciès du Malm sont encore typiquement dauphinois, de sorte que la stratigraphie en a été correctement interprétée depuis longtemps par W. KILIAN et E. HAUG. Au-dessus du soubassement de terres-noires, et peut-être par suite de laminages, surgit brusquement la falaise tithonique formée de calcaires compacts, foncés en cassure fraîche, à pâte très fine et vaseuse, donnant un abrupt très bien marqué dans la topographie.

d) *Écaille de la Batterie du Châtelard-Roche Rousse*. — Dans cette écaille, originaire d'une zone plus interne, les faciès s'écartent notablement du type dauphinois, à tel point que nos prédécesseurs (W. KILIAN, J. BOUSSAC) avaient ici attribué toute la série Oxfordien-Crétacé supérieur au « Flysch calcaire ». Cela tient à l'effacement presque complet de la « barre tithonique » qui leur servait de fidèle guide dans la stratigraphie dauphinoise.

Sur la rive droite de l'Ubaye (fig. 15), notre écaille est marquée par la bosse rocheuse de « Roche Rousse » ; sur les terres-

noires, des calcaires noirs en petits bancs patinés en brun-roussâtre, avec zones siliceuses, extrêmement froissés et contournés, y correspondent à un Malm dans lequel n'existent plus les gros bancs de la « corniche tithonique » du type dauphinois. Leur aspect rappelle assez étroitement celui de l'écaille des Phasis de Châteauroux (où il a motivé également l'appellation locale de « Roche Rousse ») que nous décrirons plus loin dans la zone subbriançonnaise à la base du Flysch de l'Embrunais ; il se rapproche aussi du Malm que nous étudierons dans la « fenêtre de L'Argentière », où la zone subbriançonnaise reparaît sous les écailles briançonnaises¹⁵.

Sur la rive gauche de l'Ubaye, la série est beaucoup moins laminée et se complète : sa base nous a livré, dans le ravin du Plat de La Tour, un *Perisphinctes* à affinités rauraciennes ; là la « corniche tithonique » est encore vaguement reconnaissable dans le versant W de la Batterie du Châtelard, mais dans le ravin du Plat de La Tour, où les couches plongent presque parallèlement à la pente, le passage des calcaires tithoniques devient presque impossible à préciser dans la monotone série des calcschistes jurassico-crétacés.

4° Le Crétacé.

Au voisinage du Pelvoux, il a été totalement enlevé par les érosions anténommulitiques ; mais il apparaît progressivement vers le S.

¹⁵ Un peu en aval de Roche-Rousse, au SE des maisons de La Roche, donc sur les terres-noires qui recouvrent l'écaille de Saint-Vincent, l'un de nous a observé, au-dessus de schistes à nodules (Oxfordien), des intercalations de bancs bréchoïdes à débris de gros Gastropodes indéterminables : ce complexe, daté par un gros *Perisphinctes* à affinités rauraciennes, annonce les faciès bréchoïdes que nous verrons apparaître à ce niveau dans la zone subbriançonnaise (digitation de Piolit) ; il est surmonté par des lames très broyées de calcaires du Malm correspondant à des écailles secondaires (voir pl. VI) comprises entre celles de Saint-Vincent et de Roche-Rousse.

a) *Ecaïlle du Puy de Manse.* — Là une série *infracrétacée* complète, Berriasien-Aptien, a été reconnue par W. KILIAN et E. HAUG, et appuyée par des trouvailles de fossiles. Nous avons nous-même (28) revu cette coupe, dont nous donnerons le détail plus loin (v. fig. 12).

Pour le moment, contentons-nous de souligner les profondes différences qui séparent cette série du type dauphinois habituel: c'est d'abord une très forte *réduction d'épaisseur*; la puissance totale du complexe Berriasien-Aptien est de l'ordre de la centaine de mètres (fig. 11). C'est ensuite *l'effacement des différenciations lithologiques*: les « marnes valanginiennes », les « calcaires barrémo-bédouliens » ont perdu à peu près complètement leur individualité: on n'a plus qu'une série monotone de calcschistes, dans lesquels les fossiles seuls permettent de préciser les niveaux; cela rappelle ainsi de très près le type du « *Néocomien à Céphalopodes* » de la zone ultrahelvétique en Suisse.

Notons seulement deux exceptions à cette monotonie:

1° Au niveau approximatif que devrait occuper l'Urgonien, on observe des lits épais de quelques centimètres de calcaires un peu détritiques, à Milliols: c'est la dernière trace du *faciès urgonien*, qui s'évanouit ici à peu près comme il le fait dans la zone ultrahelvétique en Savoie (Sulens, L. MORET; collines du Faucigny, VERNIORY) et en Suisse (Mont Bifé).

2° Au sommet de la série, dans les pâturages du versant E de la cime, se montrent des assises plus marneuses et plus tendres, à Ammonites pyriteuses: c'est un équivalent réduit des « *marnes aptiennes* (Gargasien) » qui étaient si développées plus à l'W dans le Dévoluy (v. p. 63, note 24).

b) *Ecaïlle de Saint-Vincent-les-Forts.* — W. KILIAN y a reconnu depuis longtemps l'existence d'un Néocomien recouvrant les calcaires tithoniques et caractérisé par des Aptychus, des Bélemnites et quelques rares Ammonites pyriteuses indéterminables. Là encore, il n'y a plus de différenciations stratigra-

phiques; le type des « marnes valanginiennes » n'existe plus; on n'a qu'une série monotone de calcschistes, épaisse de quelques dizaines de mètres, puis brusquement tronquée par la surface de laminage qui ramène sur elles les terres-noires de la base de l'écaïlle de la Batterie du Châtelard; il est difficile de dire jusqu'à quel niveau du Crétacé elle s'étend.

Quoi qu'il en soit, le faciès de ce Crétacé inférieur de Saint-Vincent est très intéressant à connaître, car il nous servira de guide pour retrouver cet étage dans la zone subbriançonnaise et même dans la partie externe du Briançonnais: ce sont des calcschistes gris à patine blanche, avec petits bancs calcaires flammés de rose violacé, où les seuls fossiles un peu abondants sont des Bélemnites et surtout des Aptychus; ils méritent le nom de « *Néocomien à Aptychus* », dont nous userons dans la stratigraphie des zones plus internes.

c) *Ecaïlle de la Batterie du Châtelard.* — Toute la partie supérieure de l'ancien « *Flysch calcaire* » de J. BOUSSAC et de la feuille Gap appartient ici au Crétacé, et nous estimons que cette série, tranchée par la transgression priabonienne, doit monter jusqu'au Sénonien. C'est, dans l'ensemble, une suite monotone de calcschistes gris à patine claire; la base contient des Bélemnites et des Aptychus; nous y avons trouvé une Ammonite (*Costidiscus* ?): c'est sans doute le Néocomien inférieur; puis vient un banc plus compact, avec calcaires bréchoïdes à Polypiers siliceux (calcaires à Lithothamnium de BOUSSAC), qui dessine une petite croupe rocheuse saillante sur la face E de la Batterie: ce serait un équivalent de l'Urgonien(?); enfin la série se termine par des calcschistes plus calcaires, à Rosalines et gros Oursins (*Leiopneustes*) d'âge sans doute sénonien (44).

Au total, tout ce Crétacé ne doit guère dépasser 200 m. d'épaisseur.

Notons que, plus à l'E, toujours sur la rive gauche de l'Ubaye, cette série crétacée se prolonge dans la région du Villard-de-

Champanastays, où W. KILIAN avait reconnu un Hauterivien à Ammonites et où nous avons nous-même retrouvé une Ammonite difficilement déterminable; mais nous n'insisterons pas sur cette région, en dehors de nos itinéraires.

5° Le Nummulitique.

Il n'y a rien de particulier à y signaler, car il appartient au type normal que nous avons déjà décrit, avec sa « trilogie priabonienne ».

Rappelons seulement que nous aurons l'occasion de l'étudier, du N au S :

1° Dans le vallon du Tabuc (E du Monétier-les-Bains), à la coupe de la *Croix de Cibouï*, où il correspond à l'extrémité S de la zone du Flysch des Aiguilles d'Arves; 2° au gisement classique dit de *Faudon (Tour Saint-Philippe)*; là, sous les calcaires priaboniens, se développent, sur 15-20 m. d'épaisseur, des conglomérats de base, puis des schistes et calcschistes blancs¹⁶, terminés par des zones ligniteuses et des schistes gréseux noirs très fossilifères (voir fig. 12); 3° dans la couverture de l'écaille de la *Batterie du Châtelard*; ici les calcaires priaboniens de l'Allemandeysse (La Mandeysse, carte au 1/20.000), étudiés par J. BOUSSAC (12), recouvrent en transgression (plissements anté-nummulitiques) les divers termes du Mésozoïque de cette écaille, soit le Sénonien (ravin du Plat de La Tour), soit le Néocomien et même le Malm (région du Villard-de-Champanastays).

Le Priabonien se retrouve encore dans les « écailles nummu-

¹⁶ Dans ce complexe, inférieur aux calcaires priaboniens, J. BOUSSAC voyait un équivalent de son « Flysch calcaire »; mais nous savons déjà que sous ce nom il englobait, suivant les régions, des séries qui peuvent même être jurassiques ou crétacées; voir (44).

litiques de Savines »; on voit là, formant des sortes de flons pincés dans les terres-noires et surgissant comme des murailles, des assises de poudingues compacts à galets calcaires, associés à des calcschistes à patine claire, dans lesquels nous avons trouvé un *Pecten* silicifié; il s'agit sans doute du complexe de base de la Tour Saint-Philippe, c'est-à-dire d'un Priabonien réduit à ses termes inférieurs.

Enfin le petit rocher du *Morgonnet* (pl. VII, 2), entre le confluent Durance-Ubaye et le Grand Morgon, est formé, d'après D. SCHNEEGANS, de conglomérats et de calcaires à petites Nummulites.

III. — STRUCTURE TECTONIQUE DES RÉGIONS TRAVERSÉES

A) Le Bochaine.

Ce nom, qui signifie « région du Buech »¹⁷ (*Bochianum*), s'applique en effet au bassin du Grand Buëch, en amont du débouché de cette rivière dans la région de terres-noires d'Aspres.

Trois grandes bandes à peu près méridiennes s'y distinguent de l'W à l'E.

Le *Bochaine médian*, ou *Aire de Lus*, est caractérisé par la conservation presque complète de sa couverture sénonienne, dont les concavités synclinales sont revêtues par les sédiments tendres du Nummulitique continental. Il comprend deux unités structurales : le grand synclinal de Lus-Chergaie, le vaste chapeau de Durbonas, largement ondulées et séparées seulement en partie par l'anticlinal de Durbon. A leur pourtour, les cal-

¹⁷ C'est donc à tort qu'on l'orthographie souvent « Beauchène ».

caires sénoniens de leur cadre reposent, transgressifs et discordants, sur un substratum qui varie du Cénomanién au Kimmeridgien : de sorte que les calcaires urgoniens, puis les calcaires tithoniques, dessinent autour des deux unités d'étroites et fort irrégulières auréoles.

Le long synclinal de Lus est orienté NNW-SSE. Par relèvement de son axe, il se termine « en l'air » à ses deux extrémités, au S dans la montagne de Chergaie, au N au Col de la Croix-Haute, au-dessus de la dépression oxfordienne du Trièves.

De ce côté, c'est comme des apophyses anticlinales du Sillon subalpin que se présentent le *Bochaine orientale* et le *Bochaine occidentale*.

Le premier sépare les aires sénoniennes de Lus et du Dévoluy, entre lesquelles on a pour témoins de sa voûte anticlinale alpine les lambeaux sénoniens qui chapeautent hardiment les quatre Aiguilles de Lus. Nous les verrons de la Jarjatte, de même que plusieurs des plis nettement antésénoniens qui accidentent toute cette aire.

Le *Bochaine occidentale* n'est constitué au N que par l'anticlinal jurassique N-S Jocon-Col de Grimone, d'ébauche antésénonienne. Vers le Col de Lus apparaît (V. PAQUIER) une grande ligne de contact anormal, N-S aussi, suivant laquelle le *Bochaine* chevauche les plis W-E du Diois. Ce refoulement est postoligocène, car près de Bonneval il a mis le Jurassique supérieur en contact avec la « molasse rouge ».

L'aire ainsi tectoniquement limitée est parcourue par toute une série de brusques ondulations W-E, peu élevées, surtout en calcaires tithoniques, le « groupe des plis de Saint-Julien en *Bochaine* ». Les premiers au N sont des digitations émises par l'anticlinal de Grimone, en train de s'étaler. Au S, l'anticlinal de La Rochette est séparé des autres par le synclinal apto-albien de Montbrand. Nous verrons avec une particulière netteté ces deux plis disparaître sous le chapeau sénonien de Durbonas, ses calcaires reposant presque horizontaux sur les tran-

ches des diverses couches redressées et plissées par ces anciens mouvements, dont l'âge antésénonien se trouve donc ici encore bien manifeste.

Il ne reste à mentionner que la grande *cuvette synclinale de La Faurie*, occupée par le Valanginien; presque circulaire, elle fournit un bel exemple de ce style tectonique, très fréquent en Diois et dans les Baronnies.

Elle est ceinturée au N par l'anticlinal de La Rochette, apophyse de l'aire de terres-noires d'Aspres, au S par la falaise tithonique qui domine cette vaste dépression et qui est en même temps le bord du *Bochaine*.

B) Le Dévoluy.

Réduit à ses traits essentiels, le Dévoluy apparaît comme une immense *cuvette synclinale*. Le creux de cette cuvette est rempli de *Nummulitique* : c'est le large bassin tertiaire de Saint-Etienne - Saint-Disdier - Agnières; les *calcaires sénoniens*, ossature de la cuvette, plongent vers le centre du bassin en longues pentes régulières, sèches et désolées; vers l'extérieur, coupés par la tranche, ils forment une ceinture de hautes falaises abruptes.

Au N, sur un bon tiers du pourtour, de la Plate à la Tête de Lauzon, cette *falaise sénonienne* domine la profonde vallée du Drac creusée dans le sillon subalpin (Bas Champsaur, Bas Valgaudemar, Beaumont, Trièves); la crête est marquée par les hauts sommets du Faraud, du Pic Pierroux, de l'Obiou (2793 m., point culminant des Chaînes subalpines), du Grand Ferrand. Elle s'arque ensuite autour des sources du Grand Buëch jusqu'à l'Aiguille de Vachère, d'où part la voûte fragmentée des Aiguilles de Lus, que nous avons vu relier le Dévoluy au *Bochaine médian*.

Au SE, la corniche tithonique du bord subalpin s'écarte brus-

quement du Dévoluy pour entourer entre lui, le Col Bayard et le sillon de Gap, le petit massif jurassique et néocomien de Glaize et de Charance.

Au SW, la cuvette du Dévoluy est largement échancrée par le *Dôme d'Aurouze* : les couches sénoniennes se relèvent péri-clinalement, puis, se raplanissant, forment les hauts plateaux d'Aurouze et de Bure.

Des deux branches de la cuvette tertiaire, l'orientale finit en l'air au Col Rabou, l'occidentale s'étrangle à partir de La Cluse en un synclinal étroit et profond qui va déboucher dans la *cuvette de Montmaur*.

Celle-ci est l'élément essentiel d'une dépression tectonique, orthogonale aux plis et qui a donné origine à la vallée transversale du Petit Buëch ou *cluse de Veynes*.

La cluse de Veynes sépare du Dévoluy le *massif de Céuze*, où Nummulitique et Sénonien ne jouent qu'un faible rôle : leurs lambeaux ont cependant le grand intérêt de nous montrer dans quelle forte mesure la tectonique de ce massif est due aux mouvements antésénoniens et anténummulitiques.

L'orographie est ici commandée par la falaise tithonique, accidentée de multiples replis. Ce sont d'abord une série d'éléments synclinaux perchés à leur terminaison S ou SE : cuvette de Céuze, symétrique de celle de Rabou (massif de Charance) par rapport au seuil de la Freyssinouse, synclinaux de la Petite Céuze et de Châtillon, imposant synclinal couché de la montagne de la Crigne (ou Serre de Chamel, fig. 7), dominé au NW par celui d'Aujourd'hui.

Les falaises tithoniques du flanc de ces synclinaux ceinturent les dépressions anticlinales des aires de terres-noires : digitations de Sigoyer, de Vitrolles-Esparron particulièrement profonde, aire de Laragne enfin avec sa digitation de Châteauneuf-d'Oze.

Dans l'aire de Vitrolles pénètrent et se terminent, venant du SE, deux unités tectoniques importantes du « Massif des

écaïlles de Digne ». Ce sont les *Ecaïlles de la Saulce* et du *Plan de Vitrolles*, qui font apparaître le Trias dans les terres-noires de la vallée de la Durance.

C) La dépression de terres-noires de Laragne.

Très large au S, où elle ouvre de vastes horizons, cette dépression est irrégulièrement rétrécie au N.

D'abord, à Serres, un synclinal E-W, venant du Diois, s'y avance en promontoire, séparant ainsi deux dépressions secondaires : au N celle d'Aspres-Veynes, au S la dépression de Laragne proprement dite, reliées l'une à l'autre par le seuil du Plan du Bourg, entre Savournon et La Bâtie-Montsaléon. Le Buëch n'utilise d'ailleurs pas ce seuil, mais a recoupé en une cluse étroite le *promontoire synclinal de Serres*.

Puis, au S, l'unité de la dépression de Laragne est encore rompue par la masse imposante de la *Montagne de Laup*, type parfait de synclinal perché, dont les falaises tithoniques dominent de toutes parts le soubassement de *terres-noires*.

La tectonique intime de ces dernières (Bathonien-Oxfordien) est assurément fort compliquée et accidentée de multiples remous. Mais les calmes ondulations du Jurassique supérieur qui les recouvre montrent que ces remous sont, à ce niveau, amortis. Par contre, un intérêt tout spécial s'attache aux affleurements de terrains plus anciens que les terres-noires.

Ce sont d'abord des calcaires marneux du *Bajocien*, à faciès toujours vaseux, mais plus durs que les schistes tendres qui les entourent, et se traduisant par suite, dans la topographie, par des reliefs arrondis : telles sont les deux collines de *Montrond* et d'*Eyguians*, dont les pentes raides s'élèvent directement au-dessus du Buëch.

Mais c'est surtout le *Trias*, dont les roches, connues ici sous le nom de « formation de Suzette », affleurent en effet dans des conditions fort curieuses et méritant description.

La formation de Suzette. — Ça et là, au milieu des terres-noires de la dépression de Laragne, apparaissent des pointements isolés de roches dont les couleurs vives et claires tranchent brutalement sur le noir des schistes jurassiques : ce sont des *cargneules* jaunes ou rousses, des *gypses* blancs, le tout toujours très chaotique. De pareilles roches affleurent aussi dans le bassin du Rhône, sur la lisière W du Diois et des Baronnies, et toujours dans les mêmes conditions.

Les gypses et les cargneules étant, dans notre région, absolument caractéristiques du Trias, on pensa de bonne heure que ces affleurements énigmatiques pouvaient avoir quelque rapport avec le Trias. Mais ils se montrent presque partout en contact direct avec les terres-noires (Bathonien-Oxfordien), sans interposition de Lias ni de Dogger; ainsi on les voit bien border à l'E le pointement bajocien de Montrond, mais en revanche, dans la région d'Eyguians, ils ne se montrent qu'en pleines terres-noires et à une certaine distance du Bajocien de cette région. En tout cas *aucun affleurement de Lias* n'est connu ni dans la dépression de Laragne, ni sur la lisière W du Diois et des Baronnies.

Aussi V. PAQUIER (87), hésitant à attribuer au Trias ces curieux amas de roches, leur appliqua-t-il le nom de « formation de Suzette », tiré d'un village à l'W du Ventoux. Pour lui, cette formation aurait été déposée par des eaux ascendantes, chargées de carbonates de chaux et de magnésie, et de gypses qu'elles avaient empruntés au Trias sous-jacent dans le tréfonds; c'était ainsi un « *Trias régénéré* ».

L'étude de cette formation fut plus tard reprise par P. TERMIER et L. JOLEAUD : ils y trouvèrent, près de Suzette, des blocs de calcaires fossilifères du *Muschelkalk*; il s'agit donc, non de Trias « régénéré », mais bien de véritable Trias. Il restait alors à expliquer pourquoi ce Trias s'obstinait à se montrer partout en contact avec le Bathonien-Oxfordien, avec lacune systématique du Lias et du Dogger; cette lacune ne peut d'ailleurs pas

être stratigraphique, car tout indique que Lias et Dogger existent en profondeur et même doivent ici être fort épais.

P. TERMIER et L. JOLEAUD furent à ce moment frappés du fait que la formation de Suzette se montre parfois, en surface, superposée aux terres-noires. Une coupe très typique à ce point de vue est facilement visible dans la dépression de Laragne, sur la route de Laragne à Ventavon, au SE de Lazer. Le flanc W de la colline cotée 805 montre ici une falaise abrupte, dont la partie inférieure est constituée par les terres-noires, tandis qu'au sommet apparaissent, en superposition indiscutable, des gypses, des cargneules et des calcaires dolomitiques plus ou moins « cargneulisés ». P. TERMIER et L. JOLEAUD proposèrent alors de considérer tous les affleurements connus de la formation de Suzette, entre Durance et Rhône, comme des lambeaux résiduels, épargnés par l'érosion, d'une vaste « nappe de charriage », originaire du Briançonnais, et qui aurait recouvert toute la région : ce fut la « *nappe de Suzette* » (120).

Cette hypothèse n'a plus aujourd'hui qu'un intérêt historique, et nous croyons inutile de développer ici les arguments péremptaires qu'on lui a immédiatement opposés (16), et auxquels P. TERMIER lui-même (121) a fini par se rendre. Tout le monde aujourd'hui est convaincu que le Trias (= formation de Suzette) est bien remonté du tréfonds des terres-noires. Les plissements des chaînes subalpines, comme ceux du Jura, s'accompagnent d'un décollement général au niveau du Trias gypseux revêtant le socle hercynien. Et ce Trias salifère et plastique s'est injecté dans les sédiments jurassiques de sa couverture, suivant le style particulier, ou « diapirisme », de la « *tectonique salifère* ». Le Lias et le Dogger, formés de sédiments plus rigides, sont restés en profondeur, tandis que seul le Trias, prenant de l'« avance tectonique », s'injectait dans les terres-noires et même, localement, arrivait à se déverser par-dessus celles-ci. Ces « *dômes salifères* », réduits ici à des écailles, ont d'ailleurs perdu par dissolution une bonne partie de leurs constituants salins les

plus solubles, en particulier leur sel gemme; mais l'existence de ces sels en profondeur est témoinnée par des sources salées telles que la « Fontaine salée » indiquée sur la feuille Le Buis au S de Saléon. Ainsi bousculés par les laminages tectoniques et appauvris par les dissolutions, ces massifs triasiques se présentent comme des masses chaotiques, où toute stratigraphie est impossible. Ils évoquent de très près les nombreux pointements de « *Trias diapyre* » familiers aux géologues de l'Afrique du Nord [voir M. GIGNOUX (19)].

Et comme en Algérie et Tunisie, ces injections triasiques s'accompagnent de manifestations *filoniennes* et minéralisatrices : c'est ce que P. TERMIER a très heureusement appelé la « maladie du Callovien »; parfois, et nous rejoignons ainsi les anciennes idées de V. PAQUIER, il ne s'agit que de carbonates de chaux et de magnésie (« filons » de cargneules régénérées); parfois aussi ce sont des minerais métalliques, comme les filons de galène argentifère, blende et calamine, indiqués sur la feuille Le Buis au NW de Lazer; d'autres fois enfin, des *gaz* ont profité des injections de Trias pour remonter jusqu'à la surface : c'est ainsi qu'aux Jonchiers, au NW du Buis, des dégagements de méthane se font jour dans les terres-noires au voisinage de pointements de « formation de Suzette ». Plus près de notre région, le creusement du tunnel de la voie ferrée d'Aspres à Die, sous le Col de Cabre, a donné lieu à un subit dégagement de grisou ayant entraîné la mort de 5 ouvriers; enfin, en venant de Grenoble, nous apercevrons dans les terres-noires au pied du Vercors, en face de Saint-Martin-de-la-Cluse, la fameuse Fontaine-Ardente, dont l'origine est sans doute la même.

Tout cela nous prouve à l'évidence que les immenses étendues de terres-noires de cette vaste dépression de Laragne doivent avoir une tectonique très compliquée, et d'ailleurs indéchiffrable, faute de repères stratigraphiques. L'allure relativement calme, en larges ondulations, des corniches de calcaires tithoniques qui la ceinturent n'a certainement aucun rapport avec

les multiples foisonnements qui doivent affecter cette puissante série schisteuse, laquelle, comprise entre deux enveloppes plus rigides, a dû jouer le rôle d'un gigantesque amortisseur.

D) La zone ultradauphinoise.

Nous avons donné le nom de « zone ultradauphinoise » à la partie la plus orientale de la zone alpine externe, au S et au SE du Pelvoux; cette zone doit être, ici encore, qualifiée d'« *autochtone* »; on n'y observe pas de grands recouvrements continus, de « nappes de charriage »; elle montre seulement une succession discontinue d'« *écailles* » n'ayant qu'une étendue limitée et une valeur locale, chaque écaille apparaissant comme un « *feston* » minuscule, comparable aux petites vagues qui se dessinent dans la partie frontale d'une coulée de matière visqueuse, par suite des hétérogénéités de cette matière.

Cette structure en écailles se retrouve d'ailleurs, à des degrés divers, dans des zones plus externes, et, entre autres, dans le « massif des écailles de Digne » défini plus haut. L'intérêt de la distinction d'une « zone ultradauphinoise » réside donc surtout dans les *faciès*, qui, dans cette partie extrême-orientale de la couverture dite autochtone des massifs cristallins, diffèrent de plus en plus, à mesure qu'on s'avance vers l'E, des faciès dauphinois normaux des chaînes subalpines; des différences analogues existent, dans les massifs préalpins de la Savoie et de la Suisse, entre les faciès helvétiques et ceux de la zone « ultrahelvétique », et le nom que nous avons choisi souligne cette analogie.

1° La zone du Flysch des Aiguilles d'Arves.

Nous devons d'abord expliquer pourquoi nous avons été amenés à concevoir que la zone du Flysch des Aiguilles d'Arves, qui

va se développer au NE et au N du Pelvoux, doit être envisagée comme le *prolongement septentrional de notre zone ultradauphinoise* définie plus au S (fig. 1 et 2). Cette conception heurte évidemment les idées classiques, d'après lesquelles la zone ultradauphinoise est classée dans la zone alpine externe (autochtone), tandis que la zone des Aiguilles d'Arves, dans toutes les grandes synthèses alpines (P. TERMIER, J. BOUSSAC, E. ARGAND, R. STAUB, etc.), constitue le bord de la zone alpine interne, domaine des grandes nappes « penniques ».

Nos descriptions se poursuivront du N au S.

a) La coupe de Côte-Plaine.

Nous prendrons ainsi comme point de départ la coupe du bord externe de la zone du Flysch des Aiguilles d'Arves dans le massif de Côte-Plaine (Signal du Villar-d'Arène de la carte au 1/80.000), au NE du Lautaret. Cette coupe a été décrite par l'un de nous en collaboration avec E. RAGUIN (47), en un point situé juste au-dessus de la route du Lautaret à La Grave et visible de cette route du point 1976,3 (carte au 1/20.000, feuille XXXIV-35-7). Là, la série jurassique qui forme la couverture autochtone du Pelvoux, à stratigraphie encore mal précisée, se termine par des schistes noirs, peut-être oxfordiens (prolongement S de la bande oxfordienne fossilifère au Col Lombard, au pied des Aiguilles d'Arves). Au-dessus, entre ce Jurassique et le Flysch de Côte-Plaine (prolongement de celui des Aiguilles d'Arves), vient une zone de broyage; nos prédécesseurs n'y avaient vu que du *Trias*, à faciès « Pelvoux » (spilites, cargneules); nous y avons trouvé en outre un alignement de gros blocs cristallins, dans lesquels E. RAGUIN a reconnu des *granites du Pelvoux* absolument typiques, identiques aux roches du Combeynot. Cela nous prouve que le *tréfonds du Flysch est formé ici par le prolongement N du massif du Pelvoux*, ou, plus précisément, de sa

dépendance orientale, le petit massif du Combeynot, « coin » presque entièrement séparé du grand massif par la lame synclinale de l'Alpe du Villar-d'Arène et du Col d'Arsine.

Recherchons maintenant plus au S des coupes de ce bord frontal de la zone du Flysch des Aig. d'Arves. Au Col du Lautaret même, où passe ce bord, on ne peut rien voir de net, car les pentes du terrain sont à peu près parallèles à la stratification et aux surfaces de poussée; il en est de même au SE du Col, sur le versant rive droite de la Guisane.

b) La coupe de La Madeleine.

Dans cette direction, la première coupe un peu nette se voit dans un ravin descendant du Combeynot en face du hameau de La Madeleine : c'est la célèbre « coupe de La Madeleine », découverte et étudiée avec une admirable sagacité par J. BOUSSAC (12) ¹⁸.

Là, au-dessus du Cristallin du Combeynot, on voit successivement, en couches plongeant au NE (vers la Guisane) :

1° Un *Nummulitique « autochtone »* recouvrant directement ce Cristallin et formé par une dizaine de mètres de brèches cristallines à ciment calcaire avec petites Nummulites et Orthophragmines (Priabonien);

2° Une zone d'écailles et de laminage (quelques mètres), avec des lames de calcaires jurassiques (?) et triasiques et de schistes triasiques; nous y avons en outre reconnu des *lames cristallines* qui avaient échappé à BOUSSAC;

3° La base du « *Flysch charrié* », formé de schistes (et grès) sans caractères particuliers, mais que tous, et BOUSSAC le pre-

¹⁸ Voir aussi P. TERMIER (122, 123).

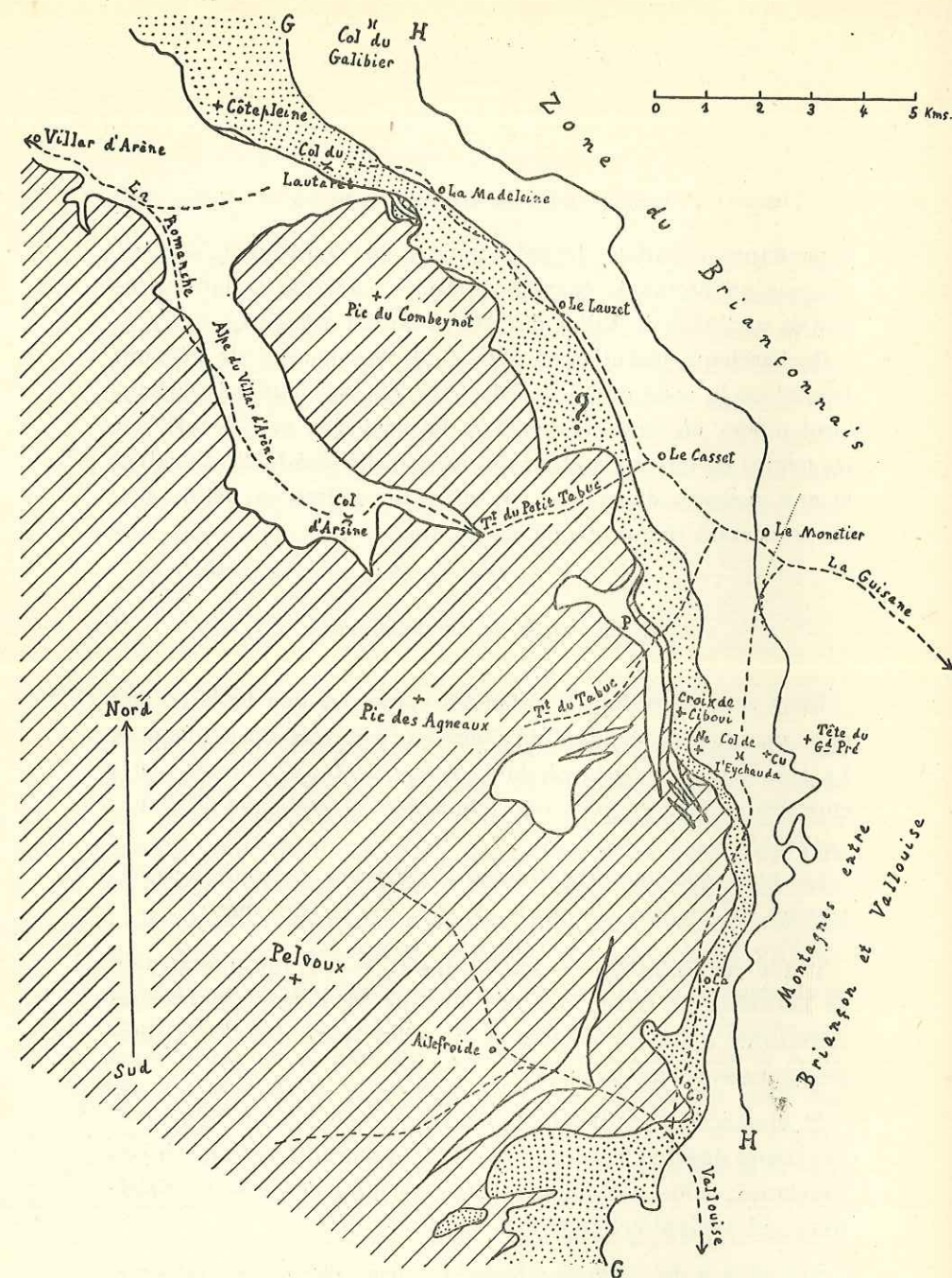


FIG. 1. — CARTE GÉOLOGIQUE DE LA BORDURE E DU PELVOUX.
(D'après la feuille Briançon de la Carte géologique de la France au 1/80.000^e, 2^e édit., 1933, et des observations nouvelles dans le haut vallon du Tabuc.)

En hachures, Cristallin du Pelvoux (surtout granites et microgranites).
En pointillé, Nummulitique.
En blanc : 1° A l'W de la zone nummulitique, Trias et Jurassique de la couverture dite autochtone du Pelvoux.
2° Entre les lignes GG et HH, zone subbriançonnaise (= z. du Galibier), surtout mésozoïque.
3° A l'E de la ligne HH, zone du Briançonnais (s. str.), surtout houiller et mésozoïque.
Ne = Pointe des Neyzets. — Cu = Cucumelle. — Ca = Chambrand. — Co = Choulières.
Les torrents sont figurés en traits interrompus. Les moraines, éboulis et alluvions n'ont pas été représentés, et, en dessous de cette couverture, les contours géologiques du sous-sol ont été restitués, ce qui comporte naturellement une certaine part d'hypothèses.

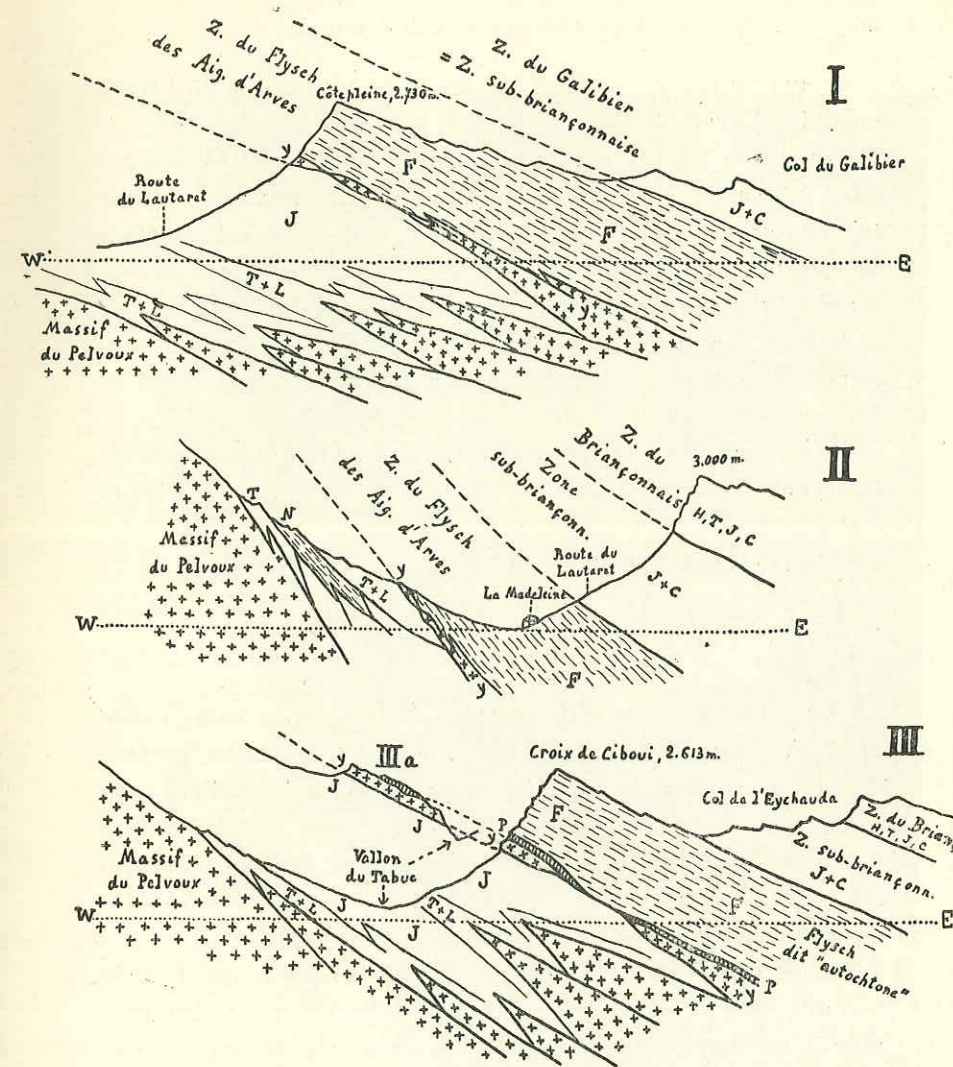


FIG. 2. — TROIS COUPES E-W, UN PEU SCHÉMATISÉES, SE SUCCÉDANT DU N AU S SUR LA BORDURE NE DU MASSIF CRISTALLIN DU PELVOUX.

[Voir fig. 1. — Fig. extraite de (23).]

η = lame de Cristallin.	J = Jurassique.
H = Houiller.	C = Crétacé.
T = Trias.	P = Calc. et schistes priaboniens.
L = Lias et Dogger ?	F = Flysch.

N.B. — Les parties des coupes situées au-dessous des lignes pointillées E-W (correspondant à peu près à la cote 1800) sont hypothétiques et dessinées d'après l'allure des coupes voisines.

longue lame continue de granite¹⁹, parfois peu laminé, toujours du type « Pelvoux »; dépassant 10 m. d'épaisseur, cette lame forme une petite falaise verticale qui se poursuit tout au long de la rive droite du vallon, à la base des escarpements de Flysch de la Croix de Ciboui.

Dans la gorge même, la base de ce Flysch est très laminée, mais elle se montre fossilifère sur la rive gauche du vallon du Tabuc, le long des sentiers qui remontent à partir des Sagnères. Sur le granite de notre lame reposent d'abord des calcaires (épais de 10 m. au maximum), avec petites *Nummulites* et *Orthophragmines* et plus ou moins bréchoïdes à la base : il s'agit visiblement d'un contact stratigraphique de transgression; au-dessus viennent des schistes noirs (quelques dizaines de mètres), puis l'épaisse série du Flysch de type habituel. Cette série nummulitique est donc en tous points identique à celle qui, un peu plus au S, s'étale largement en transgression sur toute la partie SE du Pelvoux (montagnes de Nummulitique autochtone de Dourmillouse).

De fait, en suivant vers le S les termes inférieurs de cette coupe de la Croix de Ciboui, c'est-à-dire la lame de granite et le Jurassique (avec Trias), on les voit se raccorder au système d'écailles cristallines et jurassiques qui constitue, dans les hautes crêtes de l'Yret, le bord du grand massif granitique; le Nummulitique, toujours transgressif sur le Cristallin, est ici lui-même repris dans les écailles alpines.

d) Conclusions.

Nous arrivons donc à cette conclusion que le Flysch de la Croix de Ciboui, et par conséquent le Flysch des Aig. d'Arves, représente le prolongement vers le N du Nummulitique dit

¹⁹ Restée ici inaperçue de P. TERMIER, et par conséquent non figurée sur la 2^e édition de la feuille Briançon.

« *autochtone* » qui borde au SE le massif du Pelvoux et qui appartient, d'après nos définitions, à la zone *ultradauphinoise*.

Au S du Pelvoux, dans le massif de Soleil-Bœuf, nos écaillés *ultradauphinoises* étaient formées de Jurassique et de Tertiaire. Plus au NE, par suite d'un formidable relèvement axial, le tréfonds cristallin apparaît partout, et les écaillés n'y sont plus marquées que par des lames de Jurassique, puis complètement cicatrisées. Mais vers le N, à partir du Col de l'Eychauda (= Col de Vallouise de la carte au 1/80.000) et du haut vallon du Tabuc, les axes des plis s'abaissent de nouveau; la couverture sédimentaire reparait, toujours débitée en écaillés anténummulitiques recouvertes par le Tertiaire, lui-même repris en écaillés postnummulitiques: c'est la base de l'une de ces écaillés postnummulitiques, marquée par un chevauchement dont l'amplitude va croissant vers le N, qui va devenir le front de charriage de la « nappe du Flysch des Aig. d'Arves ».

Inversement, on est donc obligé de conclure que ce bord, ou « *bord pennique frontal* » des grandes synthèses alpines (P. TERMIER, E. ARGAND, R. STAUB), perd de son importance au S du Pelvoux et vient aboutir à une des nombreuses surfaces de charriage qui séparent là nos écaillés *ultradauphinoises*: la « *nappe des Aig. d'Arves* » cesse ici et vient se raccorder à l'« *autochtone* ».

Cette affirmation paraîtra sans doute subversive et surprenante aux géologues qui estiment que, dans la chaîne alpine, les grandes lignes de dislocation doivent pouvoir se suivre d'un bout à l'autre de la chaîne entière, jusqu'à ce qu'enfin elles disparaissent sous la mer ou sous les alluvions des plaines. Elle nous semble, au contraire, toute naturelle: *il faut bien que les « nappes » se terminent quelque part*; il nous paraît même que l'on n'a pas une idée claire et satisfaisante de l'allure d'ensemble d'une nappe tant que l'on n'a pas vu où elle commence et où elle finit. Depuis longtemps, nous avons comparé les grandes unités tectoniques des Alpes, non pas à des « cylindres bien

réglés » qui se poursuivent d'une extrémité à l'autre de la chaîne en conservant toujours leur individualité, mais bien à des « *festons* » qui se relayent, comme se relayent les vagues le long d'un rivage ou au front d'une coulée de matière visqueuse.

Pour simplifier nos descriptions, nous continuerons à employer le terme de « *bord pennique frontal* », limite d'une zone externe ou « *autochtone* » et d'une zone interne ou « *pays de nappes* ». Mais le bord pennique frontal au N du Pelvoux (ici bord de la zone du Flysch des Aig. d'Arves) n'est pas le prolongement du bord pennique frontal au S du Pelvoux (là bord des nappes de l'Embrunais-Ubaye): il est plus externe et le relaie.

Enfin, pour achever notre démonstration, nous verrons qu'au S du Pelvoux c'est la zone *subbriançonnaise*, faisant suite vers l'E à la zone *ultradauphinoise*, qui marque le bord pennique frontal. Or, au N du Pelvoux, cette même zone *subbriançonnaise* (définie par ses faciès) se prolonge en passant à l'E de la zone du Flysch des Aig. d'Arves. Cette remarque, faite depuis longtemps par D. SCHNEEGANS (111, 112), lui avait déjà permis de conclure que le Flysch de l'Embrunais-Ubaye, interne par rapport à la zone *subbriançonnaise*, ne pouvait représenter le prolongement du Flysch des Aig. d'Arves, externe par rapport à cette même zone.

2° La zone *ultradauphinoise* en bordure E et S du Pelvoux.

A) Nous venons de voir que, dans la région du Col de l'Eychauda, le Flysch des Aig. d'Arves se raccorde purement et simplement au *Nummulitique* dit « *autochtone* ». Entre ce Col et Les Claux en Vallouise, ce dernier débute par une étroite bande qui s'allonge dans le *vallon de l'Eychauda*, et c'est tout à fait à tort que, sur la 2^e édition de la feuille Briançon, ce Nummulitique a été arbitrairement coupé en deux: une partie orientale

qui serait « charriée » et une occidentale seule « autochtone »²⁰. A l'W de cette bande, le massif cristallin témoigne d'une typique structure en *écailles*, sans doute anténummulitiques : le Trias et le Jurassique y dessinent des lames ou des « filons » qui s'enfoncent profondément dans le Cristallin : telles les lames mésozoïques si bien cartographiées par P. TERMIER autour du Dôme du Monétier, telle encore la lame synclinale, si curieusement dilatée en bas et rétrécie en haut, que l'on traverse en allant des Claux à Ailefroide (v. fig. 1).

B) Au S des Claux, une surélévation brusque des axes des plis anténummulitiques fait disparaître ces lames mésozoïques. Et au contraire, la couverture de Nummulitique transgressif s'élargit démesurément pour nous donner les « *Montagnes de Nummulitique autochtone de Dourmillouse* », où les plissements tertiaires se traduisent par les multiples charnières qui se dessinent dans les immenses parois de schistes et de grès. Ce Nummulitique y repose presque partout directement sur le Cristallin; néanmoins, autour du village de Dourmillouse, un mince placage de *Trias* (calc. et spilites, quelques dizaines de mètres) s'intercale à la base du Tertiaire : ces calcaires triasiques, très laminés et métamorphisés par les spilites, prennent ici un aspect marmoréen et des teintes roses ou vertes qui les ont fait faussement attribuer par W. KILIAN et E. HAUG à du « Malm à faciès Guillestre » (Js de la feuille Gap); nous avons rectifié cette interprétation, qui eût pu être grosse de conséquences²¹, et nous avons même signalé dans ces calcaires des empreintes de Cardites et de Myophories d'affinités triasiques (30).

Plus au S encore, l'abaissement d'axes devient général : le

²⁰ Pour plus de détails, voir M. GIGNOUX (23).

²¹ W. KILIAN, trouvant ainsi des « marbres de Guillestre », à faciès briançonnais, dans la couverture autochtone du Pelvoux, en avait tiré argument pour l'« autochtonie » de la zone du Briançonnais.

Nummulitique autochtone de Dourmillouse disparaît sous les nappes de la zone interne. Et dans le Cristallin du Pelvoux, près de la limite des feuilles Gap et Briançon (au méridien 4°), apparaît un étroit *synclinal mésozoïque*. Sur la feuille Gap, ce synclinal s'élargit dans la haute vallée de Méollion; là il s'ouvre, et son noyau contient de l'Oxfordien et peut-être du Dogger²²; là aussi il se révèle postnummulitique, car le Jurassique est poussé sur les grès du Champsaur, qui constituent, au N de Méollion, la sauvage Montagne de Cédéra, dont la pointe terminale est curieusement constituée par une écaille de Cristallin perçant au milieu des grès.

C) Enfin, sur la rive droite du Drac de Champoléon, c'est dans le prolongement de ce synclinal que se développe le grand massif des « *écailles ultradauphinoises de Soleil-Bœuf* », minutieusement cartographié par P. LORY et méritant de devenir classique (28); nous en aurons, des environs d'Ancelle et du Puy-de-Manse, de magnifiques panoramas, que la figure 3 suffira à commenter.

3° La zone ultradauphinoise entre Drac et Durance.

Nous avons déjà dit que, vers le S, les lames synclinales de Malm-Tertiaire des écailles de Soleil-Bœuf disparaissaient aux dépens des masses de *terres-noires* qui les séparent. Ces dernières se soudent ainsi aux immenses affleurements qui, par Ancelle et le Col de Manse, vont rejoindre le sillon de Gap et se prolonger jusqu'à la Durance. Mais sur ces terres-noires subsistent çà et là quelques petits massifs de terrains plus ré-

²² Ces terrains ont été confondus avec le « Lias schisteux » sur la 1^{re} édition de la feuille Gap, dont les contours appellent une sérieuse révision sur toute la rive gauche du Drac de Champoléon.

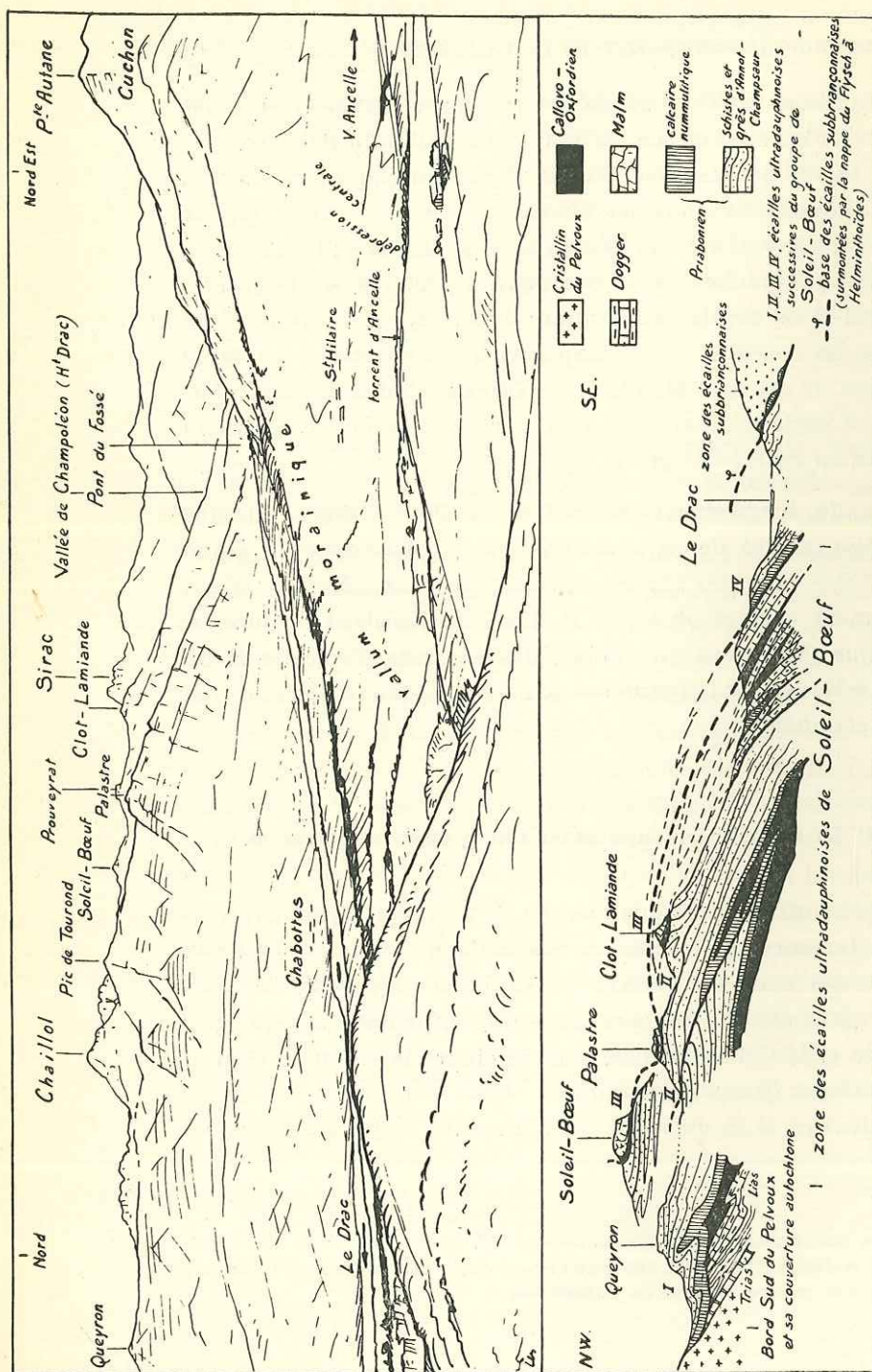


FIG. 3. — EXTRÉMITÉ S DU PELVOUX ET MONTAGNES DU HAUT CHAMPSAUR.

Dans le fond, Chaillol et le Sirac, en Crétacé. En avant, massif des écaïlles ultra-dauphinoises de Soleil-Bœuf, dont une coupe schématisée est dessinée en dessous. La vallée du Drac s'élargit dans les terres noires (Callovo-Oxfordien). Au-dessus de la zone mésozoïque subbriançonnaise, très rétrécie, passant au Cuchon, le bord de la zone du Flysch de l'Embrunais forme le sommet de la Petite Autane.

Remarque au deuxième plan le beau système fluvio-glaciaire d'Ancelle : stade de retrait wurmien du glacier local de la haute vallée d'Ancelle.

cents : ce sont autant d'écaïlles *ultra-dauphinoises* « *synclinales* » que nous connaissons déjà²³; les principales sont, du N au S :

A) *L'écaïlle du Puy de Manse* (et de La Rochette ou du Chapeau de Napoléon). Le Puy de Manse (28, 32) est un lambeau de synclinal couché, isoclinal, où tout plonge vers l'E; son sous-bassement, entouré de tous côtés par les moraines wurmiennes, est formé de Rauracien-Séquanien; son noyau, de marnes aptiennes²⁴. Au delà d'un col rempli de moraines, le flanc W (normal) de ce synclinal du Puy de Manse se prolonge vers le S par la lame de Malm-Néocomien du Chapeau de Napoléon (falaise de La Rochette, au profil caractéristique, fig. 11)²⁵.

B) *L'écaïlle de la Tour Saint-Philippe* (fig. 12); apparaissant à l'E du Puy de Manse, elle vient s'enfoncer sous le Flysch charrié de la zone interne, comme E. HAUG l'a vu le premier. Elle ne montre que du *Nummulitique*, directement transgressif sur les terres-noires : c'est dans cette écaïlle que se trouve le célèbre *gisement* dit de *Faudon* (12), que nous visiterons. A l'E on peut lui rattacher de petits pointements de calcaires priaboniens à petites Nummulites qui apparaissent, sous le bord des nappes, à l'entrée de la haute vallée d'Ancelle. Au S de la Tour Saint-Philippe, au milieu des éboulis et des coulées de glissement, surgit de même la petite écaïlle de Forestier, minuscule synclinal couché fort bien vu par E. HAUG (feuille Gap).

C) *Les écaïlles nummulitiques de Savines*; elles dessinent en relief, au N de ce village, comme d'étroits filons pincés dans les terres-noires.

²³ Rappelons en outre l'écaïlle « anticlinale » (Lias, Dogger ?) de Saint-Julien près Savines, mentionnée plus haut.

²⁴ Avec quelques fossiles pyriteux, dont *Acanthoptiles* du gr. de *Bergeroni* (Seun.) (dét. BREISTROFFER), caractéristique de l'étage. La série du Puy de Manse a fourni des Ammonites du Berriasien, de l'Hauterivien, du Barrémien.

²⁵ La « route Napoléon », suivie par l'Empereur à son retour de l'Ile d'Elbe, passe par Gap et le Col Bayard.

4° Les écailles ultradauphinoises de l'entrée de l'Ubaye.

Elles constituent, dans le fond des gorges de l'Ubaye et sur leur rive gauche, le soubassement du massif du Morgon, lequel appartient à la zone alpine interne (fig. 15 et pl. VI). Nous traverserons là les deux écailles suivantes :

A) *L'écaille de Saint-Vincent*, correctement cartographiée par W. KILIAN et E. HAUG. Son ossature est dessinée par la falaise régulière de *calcaires tilhoniques* dont le sommet supporte le vieux Fort de Saint-Vincent; au N, cette bande de Malm traverse l'Ubaye en déterminant un étroit défilé, puis elle ne tarde pas à disparaître « en l'air » sur la rive droite; au S, elle s'enfonce sous les éboulis et les moraines et viendrait probablement se raccorder aux bandes de Jurassique supérieur du versant W du Signal de Dormilloux. Enfin, à l'E, ce Malm est suivi de *Néocomien*, recouvert directement par les terres-noires, base de l'écaille suivante; dans ces terres-noires s'égrenent, sur la rive droite de l'Ubaye, des lames de Malm signalées plus haut (p. 39, note 15), train minuscule d'écailles accessoires.

B) *L'écaille de la Batterie du Châtelard* (ou de Roche-Rousse) (44). Son ossature est aussi formée par des calcaires du *Malm*, donnant une petite falaise peu marquée dans le versant W de la Batterie; au N de l'Ubaye, ce Malm se prolonge par le rocher de Roche-Rousse; au S il vient traverser le Ravin du Pas de la Tour vers le point 1304 et se prolonge dans la région de Suel. Sur le flanc NE de cette bande de Malm, l'écaille se complète par du *Crétacé* inf. et sup.²⁰. Enfin le tout est recouvert par le *Nummulitique* (Priabonien) transgressif de l'Allemandeysse et du Lauzet, terminé par les grès d'Annot, mais reposant tantôt sur le Sénonien (Batterie du Châtelard), tantôt sur le Tithonique (près du Villard de Champanastays).

²⁰ Sur la feuille Gap, toute cette série Rauracien-Sénonien avait été attribuée par W. KILIAN et J. BOUSSAC au « Flysch calcaire ».

CHAPITRE II

La zone alpine interne

I. — GÉNÉRALITÉS

NOMENCLATURE DES GRANDES UNITÉS

C'est entre Pelvoux et Mercantour que les diverses unités composant la zone alpine interne (ou des nappes) apparaissent avec le plus de netteté (voir pl. VIII et IX).

A) Du seul point de vue *cartographique* (voir la carte de France au 1/1.000.000), on reconnaît là immédiatement, de l'W à l'E, c'est-à-dire en commençant par les unités inférieures (ou externes) :

1° Un ruban de terrains mésozoïques, tantôt élargi, tantôt complètement étiré par laminage, qui jalonne le bord des nappes et dont le trajet sur les cartes, suivant toutes les indentations de ce bord, est par suite très sinueux. Nous lui donnerons le nom de « *zone subbriançonnaise* ».

2° De vastes étendues de Tertiaire, constituant la « *zone du Flysch de l'Embrunais-Ubaye* »; par l'intermédiaire du « *cousinet* » que constitue la zone subbriançonnaise, ce Flysch repose sur l'autochtone (ultradauphinois) de la zone alpine externe. Ce substratum se prolonge ainsi dans la demi-fenêtre d'Embrun, et il réapparaît dans la fenêtre de Barcelonnette, entaillées au travers de ces nappes de l'Embrunais-Ubaye.

3° Une « zone du Briançonnais », comprenant, à la latitude de Briançon, une partie axiale ou « zone houillère briançonnaise », encadrée de deux bordures mésozoïques, les « zones mésozoïques briançonnaises orientale et occidentale ». Au S de Briançon, la zone houillère s'enneige sous ses bordures, qui dès lors se réunissent en une seule zone mésozoïque briançonnaise.

4° Une « zone des schistes lustrés » ou « du Piémont », ainsi nommée, car, mordant à peine sur le territoire français, elle s'étend jusqu'à la plaine du Pô, formant ainsi la presque totalité des Alpes piémontaises.

B) Du point de vue *tectonique*, la signification de ces diverses unités nous apparaîtra d'ailleurs comme suit :

1° La zone *subbriançonnaise* repose, soit (le plus souvent) sur les terres-noires, soit sur le Malm, le Crétacé et le Tertiaire des écaïlles ultradauphinoises, et elle supporte le Flysch de l'Embrunais-Ubaye; comme, d'autre part, elle est formée de terrains mésozoïques, avec du Trias y jouant un très grand rôle, et qu'elle contient même (près de Jausiers) une minuscule lame de Permien, on voit que, par rapport aux unités qui l'encadrent, elle joue dans l'ensemble un rôle « *anticlinal* ». Elle se décompose en réalité en un empilement de noyaux anticlinaux couchés jusqu'à l'horizontale, étirés et capricieusement laminés, dont chacun constituera pour nous une « *digitation* » subbriançonnaise, chacune de ces digitations pouvant à son tour être tronçonnée en un chapelet d'« *écaïlles* » discontinues.

2° Au contraire, la zone du *Flysch de l'Embrunais-Ubaye*, constituée uniquement par les terrains les plus récents que nous connaissions dans les Alpes, a nécessairement la signification d'un gigantesque « *synclinal* » séparant les unités anticlinales subbriançonnaise et briançonnaise. Il est possible que ce Flysch, d'un type spécial (Flysch à Helminthoïdes), ne représente pas la couverture normale primitive des digitations subbriançon-

naïses les plus externes : alors le noyau du synclinal se serait pour ainsi dire écoulé vers l'W en débordant, comme nous le verrons, par-dessus ces digitations. Mais en tout cas, vers l'E, ce Flysch nous apparaît bien comme lié au Mésozoïque briançonnais; ainsi, très distincte cartographiquement de la zone du Briançonnais¹, cette zone du Flysch de l'Embrunais-Ubaye n'est séparée du Briançonnais par aucune coupure d'ordre tectonique : elle en est la couverture normale, généralement enlevée par l'érosion dans le Briançonnais.

3° En arrière de ce Flysch, la zone du *Briançonnais* (s. str.) a évidemment une signification « *anticlinale* » bien soulignée par sa zone houillère axiale et remontant à un lointain passé (« géanticlinal briançonnais » de E. HAUG = cordillère briançonnaise de E. ARGAND). Là encore, ce gigantesque élément anticlinal se laisse subdiviser en un certain nombre de « *nappes élémentaires* » superposées, réduites ordinairement à leur flanc normal resté peu laminé et très continu; cet empilement de nappes² s'écoulant vers l'W est d'ailleurs affecté d'ondulations secondaires, anticlinaux et synclinaux de nappes.

4° Enfin la zone des *schistes lustrés* est surtout caractérisée par ses faciès : tous les terrains y sont plus ou moins atteints par un « *métamorphisme régional* » : seul le *Trias* y demeure partout reconnaissable sans ambiguïté, car il ne diffère de celui du Briançonnais que par ce métamorphisme : quartzites recristallisés et micacés, gypses et cargneules, calcaires cipolins, parfois encore fossilifères. Sous ce Trias apparaissent des coupes de gneiss et micaschistes dits « *massifs cristallins in-*

¹ Nous sommes ainsi, depuis longtemps (24), entièrement d'accord avec C. PUSSENOT (97).

² P. TERMIER les appelait des « écaïlles » : c'étaient ses « écaïlles briançonnaises » (119). Mais ce nom d'écaïlles, justifié pour les digitations subbriançonnaises, qui sont extrêmement laminées et tronçonnées, sera plus souvent remplacé ici par celui de « nappes élémentaires » (Teildecken).

ternes », et sur le Trias se développe l'épaisse couverture des schistes lustrés, injectés de « roches vertes », et dont la base est sûrement liasique, le sommet probablement crétacé, peut-être tertiaire (?).

Les rapports de cette zone du Piémont avec la zone du Briançonnais ne sont point encore très clairs. Au S, dans la haute Ubaye et le haut Queyras, le Mésozoïque du bord interne de la zone briançonnaise devient rapidement assez métamorphique : c'est la « zone de passage » de C. PUSSENOT et F. BLANCHET (10); les vrais schistes lustrés, avec leurs roches vertes, en paraissent encore séparés par une ligne de contact anormal (45). Au N, au contraire, à partir de Briançon et jusqu'en Maurienne et Tarentaise, on a admis jusqu'à présent qu'il n'y avait pas de telles zones de passage (sauf peut-être en Vanoise), mais bien une « nappe des schistes lustrés » (W. KILIAN et P. TERMIER) venant recouvrir brutalement la zone du Briançonnais par l'intermédiaire d'une « zone des gypses » (E. RAGUIN)³.

L'étude de ces problèmes nous entraînerait trop loin de nos itinéraires.

C) Il nous restera enfin à voir comment ces diverses unités se traduisent dans les *faciès*, c'est-à-dire dans la *Paléogéographie*, et par conséquent quelle a été leur « tectonique embryonnaire » (voir fig. 30).

Disons dès maintenant qu'un intérêt tout spécial s'attache ici à la zone *subbriançonnaise*. En effet, nos prédécesseurs avaient minutieusement disséqué la stratigraphie de la série dauphinoise normale, série dite « géosynclinale », uniformément vaseuse et très épaisse, souvent fossilifère, et qui correspond pour nous, non pas au fond de l'« avant-fosse alpine » (géosynclinal dauphinois de E. HAUG), mais plutôt à son talus occidental en

³ C. PUSSENOT (91-94) a partout vivement combattu cette notion d'une nappe des schistes lustrés.

voie de subsidence. HAUG, KILIAN et BOUSSAC étaient déjà un peu déroutés par la stratigraphie de la zone *ultradauphinoise* (bien reconnue par eux au Puy de Manse, à Saint-Vincent, mais non à la Batterie du Châtelard), où les sédiments, tout en restant vaseux et profonds, cessent presque complètement d'être fossilifères et deviennent à la fois plus monotones et beaucoup moins épais : c'est là pour nous le fond de l'avant-fosse alpine, au moins après le Dogger.

D'autre part, plus à l'E, on ne connaissait plus que la stratigraphie briançonnaise, avec ses faciès néritiques et ses lacunes indiquant l'existence d'une « *cordillère briançonnaise* » (géantoclinal briançonnais de E. HAUG). Mais les termes de passage entre ces deux stratigraphies, dauphinoise et briançonnaise, avaient échappé; de sorte que dans tout ce qui est devenu notre « zone subbriançonnaise », les interprétations stratigraphiques restaient confuses : les terrains non identifiés par nos prédécesseurs étaient, suivant les régions, attribués au Flysch (dans le S, E. HAUG) ou aux « marbres en plaquettes » (dans le N, P. TERMIER). Nous verrons au contraire que le passage entre les types dauphinois et briançonnais est réalisé dans cette étroite zone subbriançonnaise qui, actuellement fort rétrécie, correspondait à la partie E du fond de l'avant-fosse et aux premiers ressauts de la cordillère qui la bordait à l'E.

II. — SUBDIVISIONS TECTONIQUES DE CES UNITÉS LEUR RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE

A) La zone subbriançonnaise.

1° Dans l'Ubaye et l'Embrunais.

Les multiples digitations dont se compose ici cette zone sont tellement tronçonnées en écailles laminées et éparses que leur

raccord n'est possible qu'en étudiant les faciès, ce que nous ferons plus tard; pour le moment donnons-en seulement le squelette tectonique.

a) *Ubaye*. — C'est là que cette zone est la mieux connue, grâce aux premières explorations de E. HAUG et aux minutieuses recherches de M^{me} GUBLER-WAHL (52, 53) et de D. SCHNEEGANS (118).

Tout autour de la fenêtre de Barcelonnette, notre zone forme un liseré presque continu. Ce liseré est large au bord S de la fenêtre, où il constitue les imposants *massifs du Chapeau de Gendarme* (ou Lan), du *Pain de Sucre*, des *Séolanes*. A l'W de la fenêtre, la zone subbriançonnaise vient traverser la vallée de l'Ubaye pour y édifier, sur sa rive droite, le formidable *massif du Morgon-Escouréous* qui s'avance vers l'W entre Ubaye et Durance. Enfin, au bord N de la fenêtre, au contraire, notre zone se lamine entre les terres-noires autochtones et le Flysch à Helminthoïdes : elle se réduit ici à une mince bande, ou « cicatrice » (D. SCHNEEGANS), ne dépassant pas parfois quelques dizaines de mètres ou même quelques mètres, et qu'on suit aux flancs des montagnes entre l'Escouréous et Jausiers, où elle vient aboutir au fond de la vallée, fermant ainsi vers le N la fenêtre de Barcelonnette : c'est la « *cicatrice de Jausiers* ».

b) *Embrunais*. — Notre zone ceinture ici la demi-fenêtre d'Embrun. A l'E du massif Morgon-Escouréous, ses affleurements se rétrécissent beaucoup : c'est la « *cicatrice des Orres* », qui représente, sur le versant W du massif de Flysch du Parpaillon, le symétrique de ce qu'était sur le versant S la cicatrice de Jausiers. En arrivant au fond de la vallée de la Durance, en face de Châteauroux, la zone subbriançonnaise achève même de se « cicatriser » : elle a complètement disparu par laminage, de sorte que le Flysch de l'Embrunais repose là directement sur les terres-noires, au fond de la demi-fenêtre d'Embrun.

Mais sur la rive droite de la Durance, entre Saint-Clément et Réallon, des écaïlles mésozoïques reparaissent entre terres-noires et Flysch : elles s'alignent là, au pied des hautes montagnes de Flysch, en un ruban étroit et sinueux qui, passant au-dessus de Châteauroux, d'Embrun et de Puy-Saint-Eusèbe, vient aboutir à Réallon : nous l'appellerons la « *cicatrice de Saint-Clément-Réallon* ».

Au contraire, sur la rive droite de la vallée de Réallon, notre zone se dilate brusquement : elle vient là, sur le bord externe des nappes, constituer le grand *massif de Chabrières-La Pouterle*, continué à l'W par le *massif de Piolit*.

c) Il nous reste maintenant à énumérer les diverses « *digitations* » que D. SCHNEEGANS a pu, grâce à une minutieuse analyse des faciès, individualiser dans ce complexe subbriançonnais de l'Embrunais-Ubaye; elles sont, bien entendu, surtout nettes dans les « massifs » et difficiles à délimiter dans les « cicatrices », où nous ne les décrirons pas.

On peut d'abord y distinguer un groupe de digitations inférieures (ou externes) et une digitation supérieure, celle de l'Escouréous-Chabrières (voir pl. VI et VII).

I. — Les *digitations inférieures* sont, de bas en haut (des externes aux internes) :

1° La *digitation de Piolit*, comprenant toutes les écaïlles mésozoïques qui s'empilent dans l'immense massif de ce nom (les auteurs de la feuille Gap n'y avaient vu que du « Flysch »). Ailleurs cette digitation est généralement laminée ; toutefois D. SCHNEEGANS lui rapporte les lambeaux de « Flysch calcaire » qui jalonnent la base des nappes sur la rive droite de l'Ubaye, entre Revel et Les Thuiles.

2° La *digitation des Séolanes*, caractérisée, par rapport à celles qui l'encadrent, par ses lacunes et ses faciès plus néri-

tiques (Malm corallien); dans les régions que nous parcourrons, elle constitue surtout l'imposant massif des Séolanes, qui se prolonge, sur la rive droite de l'Ubaye, par le « pli du Cap » (entre Revel et la Montagne du Caire ou Tête de Louis XVI). Plus à l'W, sous le Morgon, elle est d'abord entièrement laminée; mais elle réapparaît à l'extrémité W de ce massif, au pied des parois de la Croix d'Ubaye: c'est là l'« écaille de La Roche ».

3° Les *digitations du Morgon* constituant le grand massif de ce nom (Joug de l'Aigle, Trou du Duc, Croix d'Ubaye, Grand-Morgon): les plus importantes enserrent le « *synclinal couché du Grand-Morgon* », dont les deux flancs jurassiques se dressent en falaises abruptes au-dessus du confluent de l'Ubaye et de la Durance. Sur la rive droite de la Durance, ces digitations se retrouvent dans le socle (non les sommets) du massif de Chabrières - La Pusterle.

II. — La *digitation supérieure*, caractérisée par ses faciès déjà briannonnais, couronne de ses falaises de calcaires triasiques le haut sommet de l'*Escouréous*, entre Ubaye et Durance. En face, au N de la Durance, ces mêmes calcaires se dressent en tours pittoresques dans les arêtes culminantes de *Chabrières* et les falaises terminales de *La Pusterle* (voir pl. V) ⁴.

⁴ A cause de ses faciès, qui rappellent beaucoup ceux du Briançonnais, E. HAUG considérait cette digitation supérieure comme venant vraiment du Briançonnais, *par-dessus* la zone du Flysch de l'Embrunais-Ubaye. Mais D. SCHNEEGANS en a retrouvé des témoins dans les cicatrices de Jausiers et des Orres; il a constaté en outre, en compagnie de l'un de nous, que toute la masse mésozoïque de Chabrières, plongeant vers le NE, vient à Réallon s'enfoncer sous les hautes montagnes de Flysch à Helminthoïdes; d'ailleurs, même de la vallée aux environs de Chorges (où nous passerons), on voit des lambeaux de ce Flysch surmonter le Mésozoïque terminal de Chabrières (au sommet 2405) et recouvrir, aux Parias, les calcaires triasiques de la Pusterle.

2° Haut bassin du Drac et bordure S du Nummulitique autochtone de Dourmillouse.

Si large encore dans le massif de Piolit, sur le versant S de la vallée d'Ancelle, la zone subbriannonnais se rétrécit rapidement sur le versant N (fig. 14 et pl. IV); là, dans les contreforts W du grand massif de Flysch à Helminthoïdes des Autanes, son passage est encore souligné par le *promontoire du Cuchon*, couronné de petites tours rocheuses ruiniformes. Mais dans les contreforts N, elle se cicatrise progressivement pour se laminer complètement en atteignant le Drac un peu en aval d'Orcières. Là, comme l'ont montré les géniales interprétations de J. BOUSSAC, le Flysch charrié de l'Embrunais vient directement en contact avec le Nummulitique autochtone (ultradauphinois) du confluent du Drac d'Orcières et du Drac de Champoléon. Néanmoins, sur le bord N de la minuscule fenêtre d'Orcières, le Mésozoïque subbriannonnais (avec faciès « Guillette ») reparait entre le *Forest des Estaris* et le Roc des Hommes (32).

Bien plus à l'E enfin, on retrouve ce Mésozoïque largement développé (Trias, Jurassique, Crétacé) dans le solitaire *massif de la Tête de Couleau*, où le Roc Blanc et le Col des Terres Blanches doivent leurs noms à des affleurements de gypses et calcaires triasiques. Puis, passant à mi-hauteur dans les falaises du versant W de la Tête de Couleau et de Rochelaire, notre bande mésozoïque, séparant ici le Flysch charrié du Nummulitique autochtone de Dourmillouse, vient traverser l'arête entre la Montagne d'Aouste et le Piquet (arête visible de Briançon); elle redescend ensuite, longeant la base du versant N de la Tête de Vautisse, dans le vallon de la Cabane du Préfet, et aboutit au Lac 2078 (Lac du Lauzet de la carte au 1/20.000, au SE de Freyssinières); on se trouve ici en un point stratégique de la géologie du Briançonnais: c'est là en effet que vient se

terminer en pointe vers le N la vaste étendue du Flysch de l'Embrunais; de sorte que notre zone subbriançonnaise vient en contact direct avec le Mésozoïque du front des premières nappes briançonnaises constituant le massif de la Tête de Gaulent.

3° Entre Freyssinières et le Col du Galibier.

Au N de ce Lac du Lauzet et de la vallée de Freyssinières, notre zone subbriançonnaise devient ainsi bien plus difficile à individualiser, car elle n'est plus séparée du Briançonnais par la formidable intercalation synclinale du Flysch de l'Embrunais. Ce sont donc seulement les faciès qui vont nous permettre de distinguer ici Subbriançonnais et Briançonnais, et l'étude stratigraphique de cette bande n'est point encore achevée.

Il est toutefois extrêmement probable que la zone subbriançonnaise, traversant la vallée de Freyssinières, vient passer au Col d'Anon; il faut sans doute lui rapporter les calcaires du Trias et du Dogger (uniquement Trias sur la feuille Briançon) plaqués en grandes dalles sur le versant E de la Tête des Lauzières et surmontés de schistes oxfordiens. Traversant ensuite la vallée du Fournel, notre zone se retrouve sous le Col de la Pouterle, où il faut peut-être lui attribuer les éléments rapportés ici par P. TERMIER à sa « 1^{re} écaille briançonnaise » de Champ-Didier; il est même possible qu'on doive lui rattacher les écailles de la Tête d'Oréac (gypses, calcaires triasiques et jurassiques, schistes oxfordiens, marbres en plaquettes).

En tout cas, au NE de ce sommet, c'est certainement de la zone subbriançonnaise que dépendent les vastes affleurements des « calcaires de Vallouise » (Lias de la feuille Briançon) (48) qui, débutant au Rhétien, englobent le Lias et le Dogger néritiques et sont surmontés en continuité par une série comprenant des schistes noirs oxfordiens, des calcschistes (avec bancs calcaires) du Malm et du Néocomien, des calcschistes teintés de

vert ou de rose du Crétacé supérieur (marbres en plaquettes). Cette « série compréhensive » (22), comme on le voit déjà, s'oppose nettement aux faciès caractéristiques de la « cordillère briançonnaise ». Elle va désormais pour nous, et jusqu'au Col du Galibier, caractériser une étroite zone que nous serons en droit d'appeler « subbriançonnaise », car elle apparaît bien dans le prolongement de celle que nous avons dénommée ainsi dans l'Ubaye et l'Embrunais; elle appartient encore au domaine de l'avant-fosse alpine (après le Dogger), soit à son fond, soit aux premiers ressauts des talus qui s'en élevaient à l'E vers la cordillère.

A cause de ses schistes et calcschistes tendres de la série compréhensive Oxfordien-Crétacé supérieur, cette zone, entre Vallouise, le Col du Galibier, Valloire et le Pas du Roc, jalonne une série de dépressions et de cols (42).

C'est ainsi qu'au N de Vallouise elle passe dans les pentes E de la profonde vallée de l'Eychauda pour aboutir au Col de ce nom (Col de Vallouise de la carte au 1/80.000). L'arête de ce col en donne une bonne coupe (visible des environs du Monétier) (voir fig. 29) : elle débute à l'W par des cargneules triasiques qui reposent directement sur le Flysch (ultradauphinois) de la Croix de Ciboui. Puis viennent des calcaires triasiques peu épais, surmontés par les calcaires de Vallouise (Lias et Dogger); séparés en deux écailles par une lame de cargneules, ces calcaires en dalles dessinent les sommets acérés de la Pointe des Neyzets; ils sont suivis par les schistes oxfordiens qui passent au Col même (où ils contiennent sans doute une injection de gypses triasiques) : c'est la base de la puissante série de la Cucumelle, dont le sommet pyramidal, blanc et chauve, est formé par les calcschistes à patine claire du Crétacé⁵. Et le

⁵ Dans le dialecte local, ce nom de « cucumelle » désigne un gros champignon blanc.

tout s'enfonce à l'E sous la 1^{re} nappe briançonnaise, marquée ici par la Tête du Grand Pré.

Toutes ces bandes de terrains subbriançonnais se poursuivent, à partir du Col de Vallouise, droit vers le N, jusqu'à la vallée de la Guisane, qu'elles atteignent au débouché du torrent du Tabuc. Puis, passant sous le Monétier, elles reparaissent dans les pentes du versant gauche de la Guisane. Nous les suivrons de là jusqu'au *Col du Galibier*, toujours comprises entre le Flysch des Aig. d'Arves et le front des nappes briançonnaises.

L'ossature rocheuse de la zone est ici formée par les *calcaires noirs du Dogger* (l de la feuille Briançon), prolongement des calcaires de Vallouise et où apparaissent les faciès bréchoïdes qui, en Maurienne, vont donner la « brèche du Télégraphe ». Ils sont d'ailleurs affectés d'ondulations : ainsi, entre Le Casset et Le Lauzet, la route recoupe une masse inférieure de ces calcaires bréchoïdes qui doit correspondre à un redoublement de la série. Sur la rive droite du torrent du Lauzet, le Dogger dessine une magnifique charnière anticlinale couchée vers l'W et dont le noyau semble bien être liasique (fig. 27); plus au N, cet anticlinal vient s'ennoyer sous sa couverture de calcschistes, d'ailleurs masqués par les éboulis et les moraines. Enfin, au NW de La Madeleine, une digitation inférieure surgit des alluvions de la vallée : elle dessine une longue cuesta monoclinale saillante qui, par l'intermédiaire d'une lame de cargneules rarement visible, chevauche directement le Flysch des Aig. d'Arves (fig. 28). Au niveau de la nouvelle route du Galibier, cette arête rocheuse de Dogger disparaît à son tour sous les calcschistes : elle passe ainsi « en tunnel » sous l'arête du Galibier sans interrompre la monotonie des crêtes schisteuses, et ce Lias-Dogger subbriançonnais ressortirait seulement sur le versant N dans l'imposant massif de Roche-Olvéra [voir (42)].

Quant à la « série compréhensive » des *calcschistes* (Oxfordien-Crétacé sup. - Tertiaire ?) qui, sur ce trajet, recouvrent le Dogger, elle a été assez arbitrairement répartie sur la feuille

Briançon en un « Crétacé sup. » (c) et un « Flysch » (e). Les meilleures coupes (22) s'en verraient en montant à l'Alpe du Lauzet (fig. 27) et surtout dans le versant S de la Roche du Petit-Galibier (à l'W du Col, carte au 1/20.000) (fig. 28). La seule preuve formelle de l'existence du Flysch au sommet de cette série est fournie par des plaques à Helminthoïdes trouvées indépendamment par W. KILIAN, par D. SCHNEEGANS et par nous à la Pointe de La Mandette (ou Pointe-Noire, carte au 1/20.000), dernier ressaut de l'arête avant qu'elle ne s'enfonce sous le front briançonnais du Grand-Galibier; il est même possible que ce *Flysch à Helminthoïdes* dépende là d'une unité briançonnaise « externe » (voir plus loin).

B) La zone du Flysch de l'Embrunais-Ubaye.

C'est dans cette zone que se trouvent les massifs montagneux les plus étendus et les plus élevés de l'Embrunais. Pour nous borner à ceux que nous apercevrons, mentionnons, entre Ubaye et Durance, l'immense *massif du Parpaillon*, culminant au Grand-Bérard (3047 m., N de Barcelonnette) et s'étendant entre les Cols de Vars et des Orres; à l'W de ce dernier vient le haut *massif du Pouzenc* (2901 m.), avec le sommet voisin de Rioclar, par où se termine notre zone vers l'W : c'est de dessous ce Flysch de Rioclar que surgissent les calcaires triasiques de l'Escouréous.

Au N de la Durance, le point culminant de la zone est la *Tête de Vaultisse* (3162 m.), entre Saint-Clément et Dourmillouse, que nous n'apercevons que de Briançon; tandis que, dans la vallée de la Durance, nous serons dominés par Clotinaille, au-dessus de Châteauroux, par le Mont Saint-Guillaume, au-dessus d'Embrun, et par le massif de la Pointe de Serre commandant l'entrée de la vallée de Réallon. Enfin l'extrême pointe occidentale de la zone du Flysch constitue ici le beau *massif des Aulanes* (pl. IV), visible de tout le Gapençais.

La tectonique de ce *Flysch* est très particulière. Il s'est écoulé en vagues successives vers le SW, de manière que, sur les parois orientées dans cette direction, on ne voit que des couches horizontales donnant l'illusion d'une série régulière non plissée; mais dans les parois orientées vers le NW ou le SE, on distingue un empilement de plis couchés jusqu'à l'horizontale, avec des charnières régulièrement symétriques et des flancs non laminés (pl. II-B). On a ainsi l'impression d'une « tectonique d'écoulement libre » et non d'« écrasement » (D. SCHNEEGANS); de fait, le *Flysch*, constituant ici l'élément tectonique supérieur de toutes les nappes alpines, n'a jamais dû être surmonté par aucun « traîneau écraseur ». Et c'est au contraire l'écoulement de cette formidable masse de *Flysch* qui a entraîné au loin, en les laminant et les tronçonnant, les noyaux anticlinaux des unités subbriançonnaises.

Il convient enfin de mentionner une curieuse constatation. Ce *Flysch* de l'Ubaye-Embrunais est caractérisé par le développement d'un faciès spécial, dit à « Helminthoïdes », que nous étudierons plus loin et qui ne se retrouve pas, semble-t-il, dans les lames de « *Flysch* subbriançonnais » qui accompagnent les écaillles mésozoïques les plus externes. Néanmoins, juste au front des nappes, nous avons découvert des masses souvent importantes de *Flysch à Helminthoïdes* qui semblent venir se replier sous les écaillles subbriançonnaises les plus inférieures, entre elles et l'autochtone. Les plus épaisses se voient sur le front W du massif de Piolit, où elles sont entaillées par les parois rive droite du ravin qui monte d'Ancelle au Col de Moisière; de ce col elles se prolongent au pied de tout le versant S de ce massif; elles constituent ainsi la falaise rocheuse rousse, bien visible de Chorges, qui supporte le plateau des Bavelles (pl. V); et cette bande de *Flysch à Helminthoïdes* a même pu être retrouvée par l'un de nous jusqu'à la base des parois du versant S de la Pousterle. De même, dans l'Ubaye, en compagnie de D. SCHNEEGANS, nous avons reconnu ce *Flysch à Helmin-*

thoïdes à la base des nappes du Morgon, dans les collines qui, sur la rive gauche de l'Ubaye, séparent de la vallée le petit bassin du Villard de Champanastays.

Ces faits peuvent s'expliquer de deux façons : — ou bien ce *Flysch à Helminthoïdes* fait partie intégrante des écaillles subbriançonnaises les plus externes et en constituerait le terme le plus récent, partout ailleurs enlevé, — ou bien il dépend d'une unité tectonique supérieure, d'une sorte de « nappe de *Flysch à Helminthoïdes* » qui se serait écoulée en avant par-dessus les écaillles subbriançonnaises et serait venue « s'encapuchonner » à leur front. C'est cette dernière interprétation qui a paru à D. SCHNEEGANS la plus vraisemblable; nous n'en sommes pas encore définitivement convaincus.

Il nous reste enfin à voir comment cette zone du *Flysch* de l'Embrunais-Ubaye se termine vers le NE en se raccordant avec la zone du Briançonnais; c'est ce que nous ferons en étudiant cette dernière.

C) La zone du Briançonnais.

1° La coupe des nappes du Guil.

Pour comprendre la tectonique de cette zone (voir pl. VII, fig. 1), le meilleur point de départ est la magnifique coupe transversale qu'y a entaillée le Guil, dans les gorges de l'entrée du Queyras, entre Guillestre et Château-Queyras; cette « coupe des nappes du Guil » (fig. 20) a été décrite et magistralement interprétée pour la première fois par W. KILIAN⁶.

Le terrain le plus ancien qui apparaisse dans ces gorges est le Permien rouge (andésites et verrucano) affleurant en un

⁶ Voir sur cette région F. BLANCHET (10), avec Carte géologique au 1/50.000^e, et les coupes de M. ROQUES (103).

dôme elliptique que recoupe le Guil; ce *dôme permien* est recouvert par une série normale de Trias, surmontée à son tour, en contact stratigraphique normal, par du Crétacé sup. (marbres en plaquettes avec brèches, et même un peu de Flysch à l'extrémité E). Tout cet ensemble constitue une première unité tectonique à laquelle, puisque nous savons que le Briançonnais est formé par un empilement de « nappes élémentaires », nous donnerons le nom de « *nappe inférieure du Guil* »; de cette nappe, nous ne verrions ainsi que le flanc normal.

Cette nappe apparaît ici en « *fenêtre* », car le Crétacé supérieur qui la termine est dominé et ceinturé de tous côtés par une unité tectonique supérieure, qui sera la « *nappe supérieure du Guil* »; réduite elle aussi à son flanc normal et débutant par des gypses et cargneules du Trias, cette dernière comporte à son tour une nouvelle série normale, Trias-Jurassique-Crétacé sup.-Flysch. L'ensemble de ces deux nappes est voûté en un « *anticlinal de nappes* », dont le Permien des gorges du Guil constitue le noyau. Et c'est à la faveur de cet anticlinal de nappes que l'érosion du Guil a pu nous faire apparaître la nappe inférieure dans cette « *fenêtre du Guil* ».

Cette structure n'est d'ailleurs pas seulement locale. Elle se prolonge bien loin au S : c'est ainsi que, plus au S, dans le vallon d'Escreins, la nappe inférieure reparaît encore, sous la nappe supérieure, dans une grande « *fenêtre d'Escreins* ». Plus au S encore, la haute vallée de l'Ubaye, entre le Pont du Castellet et Maurin, nous montrerait une coupe aussi belle que celle du Guil, et où nous verrions également, dans une « *fenêtre de la Haute-Ubaye* », la superposition des deux nappes. Vers le N, la fenêtre du Guil se prolonge encore en pointe en direction du Col du Lauzet, comme l'ont montré les levés de M. Roques (103); puis elle se ferme définitivement et c'est la nappe supérieure du Guil qui, affectée de diverses digitations décrites plus loin, va former l'immense massif de Pierre-Eyraultz, dominant la rive gauche de la Durance jusqu'à Briançon.

Reprenons maintenant, en la suivant vers le NE, notre coupe du Guil. En amont du Pont du Roi (Maison du Roi), nous sortons de la fenêtre, et la vallée se creuse désormais dans la nappe supérieure : celle-ci est affectée de nombreux replis anticlinaux et synclinaux très serrés et devenant rapidement verticaux : c'est la région des plis droits (non couchés), appelée depuis longtemps « *axe de l'éventail briançonnais* ». De fait, déjà bien avant la Chapelue, nous verrions les plis commencer à se déverser vers l'Italie : c'est ce que traduit la notion d'un « *éventail briançonnais* » (pl. VII-1). Enfin, en arrivant à Château-Queyras, on entrerait dans la zone des schistes lustrés; il semble donc ici que le bord du Briançonnais se renverse sur les schistes lustrés. Mais nous avons déjà dit un mot des rapports du Briançonnais et des schistes lustrés, question non encore résolue, en dehors de nos itinéraires, et que nous n'étudierons pas ici.

Avant de quitter ces gorges du Guil, remarquons encore que notre « *éventail briançonnais* » pourrait nous donner l'idée d'un faisceau de plis enracinés. Or, à l'aval du Pont du Roi, nous avons constaté qu'il n'en est rien, puisque nous pouvons voir qu'à partir de là il s'agit ici seulement de replis secondaires dans la nappe supérieure du Guil charriée vers l'W. D'où la conclusion formulée depuis longtemps par P. TERMIER: « *l'éventail briançonnais n'est point enraciné* »; il ne nous montre que des ondulations superficielles, secondaires, affectant le sommet d'un empilement de nappes élémentaires, dont l'ensemble constitue une grande « *nappe du Briançonnais* » charriée de l'E à l'W. Pour connaître l'amplitude réelle de ce charriage, il faudrait savoir si, en amont du Pont du Roi, la nappe inférieure se prolonge encore longtemps sous la nappe supérieure : nous n'en savons rien et la question ainsi posée est insoluble pour le moment.

Revenons maintenant vers l'aval, aux environs de Guillestre, et voyons comment notre « *nappe supérieure du Guil* » vient se raccorder avec la zone du Flysch de l'Embrunais-Ubaye.

2° Le bassin de Guillestre; les nappes de Champcella
et de Roche-Charnière.

Sur la rive droite du Guil, le Flysch de Guillestre et d'Eygliers termine visiblement la série normale de la nappe supérieure du Guil. Mais sur la rive gauche, on voit que le bord externe du Mésozoïque briançonnais s'avance en *promontoire* jusqu'à l'W de Vars, puis dessine un rentrant vers le N; dans ce golfe ouvert au S s'insinue encore le Flysch. Ce promontoire, simple digitation détachée de la nappe supérieure du Guil, s'enfouit donc dans ce Flysch, qui n'est autre que celui de la grande zone du Flysch de l'Embrunais-Ubaye.

Puis, au bord W du bassin de Guillestre, les terrains mésozoïques réapparaissent, accompagnés de Primaire et même de Cristallin: c'est l'*arête rocheuse de Réotier* (fig. 18), que nous verrons se prolonger au NW jusqu'à la montagne de Roche-Charnière. Cette arête est traversée en cluse par la Durance immédiatement en aval de son confluent avec le Guil, et elle se prolonge, sur la rive gauche, par les roches dominant le Plan de Phasy; là des pointements de terrains anciens (granite du Plan de Phasy, Houiller, Permien) apparaissent au milieu du Mésozoïque; mais ce Mésozoïque, au SW de Risoul, ne tarde pas à s'enfouir sous le Flysch (fig. 17).

Ainsi, comme nous l'avions déjà dit, le Flysch de l'Embrunais-Ubaye nous apparaît bien comme la couverture normale du Mésozoïque briançonnais: il s'insinue dans les synclinaux affectant la bordure mésozoïque: le « *synclinal de Flysch de Montdauphin-Guillestre* » est l'un de ceux-ci, et son flanc E est formé par la retombée de la nappe supérieure du Guil. C'est donc dans un « *synclinal de nappes* » que coule la Durance, entre Montdauphin et les abords de Champcella (fig. 21); aussi cette partie de la vallée, très élargie dans le Flysch et où les calcaires mésozoïques des deux versants plongent suivant leur

penne, ne donnant pas de falaises, mais seulement des glacis réguliers et ravinés, a-t-elle tout à fait l'aspect d'un « val » jurassien. Nous verrons au contraire qu'en amont de Champcella la Durance s'enfonce en gorges étroites dans un « anticlinal de nappes ».

Il nous reste maintenant à voir comment l'arête de Réotier-Plan de Phasy se relie, par-dessous le Flysch de Montdauphin, avec les unités tectoniques de la coupe du Guil. Il nous faut pour cela décrire la vallée de la Durance entre Montdauphin et La Roche-de-Rame; là, en face du massif de Pierre-Eyraud qui s'élève sur sa rive gauche, sa rive droite est dominée par le magnifique *massif de Gaudent* et de *Roche-Charnière* (28, 32).

Le Mésozoïque qui encadre le noyau houiller et permien de l'arête de Réotier est affecté de multiples répétitions et effroyablement laminé; nous y décrirons plus tard la « coupe de Réotier »; pour le moment, bornons-nous à constater qu'il y a là une première unité tectonique qui se suit sans difficultés jusqu'à Roche-Charnière: c'est là le front d'une des « nappes élémentaires » briançonnaises, que nous appellerons la « *nappe de Roche-Charnière* », et dont l'allure est régulièrement isoclinale, plongeant vers l'E. Le dos de cette nappe est constitué par du Crétacé sup. (marbres en plaquettes), bien visible sous le Ponteil, sur la rive droite de la basse vallée du torrent de Tramouillon.

Mais là, brusquement, à ces marbres en plaquettes, vient se superposer une nouvelle unité tectonique que nous appellerons la « *nappe de Champcella* ». Cette nappe débute par du Houiller: c'est le Houiller bien connu de Chanteloube qui, affleurant très largement avant de disparaître sous les alluvions de la Durance, a été exploité ici dans la petite concession de ce nom. Sur la rive gauche du bas ravin de Tramouillon, ce Houiller est recouvert par une série normale (Permien, Trias, Jurassique, Crétacé sup.), mais dont les termes inférieurs sont extrêmement laminés. Momentanément laminée, elle aussi, près des Imberts,

la bande houillère se retrouve plus au N⁷ : elle passe à mi-hauteur du versant E de la Tête de Gaulent, déterminant là un large replat entre deux parois rocheuses (fig. 23 et 24). Celle de l'W, fort abrupte, est formée à sa base de quartzites, puis de calcaires triasiques, constituant la splendide arête terminale de la Tête de Gaulent : on peut y voir le flanc inverse de notre nappe de Champcella, dont le matériel, laminé ailleurs, est venu s'accumuler ici au front de la nappe. Enfin, sur le versant W de la montagne, passerait le prolongement de la nappe de Roche-Charnière, poussée elle-même sur le Flysch de la zone de l'Embrunais.

Revenons maintenant à la couverture normale du Houiller de Chanteloube qui jalonne la base du flanc normal de notre nappe de Champcella. Formée surtout de calcaires triasiques (et jurassiques), elle est tranchée en falaise abrupte dans la grande paroi de Serre-Piarâtre dominant les Imberts : ces calcaires, plongeant à l'E vers Champcella, disparaissent au-dessus de ce village sous les marbres en plaquettes et le Flysch, terrains tendres qui déterminent le verdoyant bassin où se sont installés les divers hameaux de cette commune. Le terme de « bassin » est bien celui qui convient : de fait, à l'E de cette bande de terrains récents, les couches se relèvent : sous les marbres en plaquettes réapparaissent les calcaires jurassiques et triasiques, dont les assises, plongeant cette fois vers l'W, sont coupées en falaises abruptes par la vallée de la Durance, en face de Pra-Reboul et de La Roche-de-Rame (fig. 23). C'est le « *synclinal de Champcella* », qui est en réalité un « synclinal de nappes », une ondulation secondaire dans notre nappe de Champcella.

L'axe de ce synclinal s'abaisse assez brusquement vers le SSE, sans doute par suite d'une série d'effondrements en escalier : ses marbres en plaquettes et son Flysch, nettoyés par l'érosion,

⁷ Pour plus de détails sur cette région, voir (28, 32).

n'atteignent pas le fond de la vallée de la Durance ; mais leur socle de calcaires jurassiques et triasiques vient, à Chanteloube, s'enfoncer sous la plaine d'alluvions. Donc, ici, notre synclinal de Champcella vient se fondre dans le synclinal de Montdauphin.

L'interprétation la plus simple (surtout pour expliquer la structure de la vallée en amont de Champcella), mais non certaine, consiste alors à admettre que la nappe supérieure du Guil, bordant à l'E le synclinal de Montdauphin, se prolonge par la nappe de Champcella. Or l'élément synclinal qui sépare les nappes de Champcella et de Roche-Charnière vient lui aussi nécessairement aboutir dans la partie occidentale du grand bassin synclinal de Flysch de Montdauphin. Il en résulte que, si nous pouvions vider ce bassin de son Flysch, nous verrions dans son tréfonds se terminer le bord W de la nappe de Champcella, qui nous apparaîtrait comme une digitation secondaire prenant naissance au front de la nappe supérieure du Guil ; et, au-dessous, la nappe inférieure du Guil, allant plus loin vers l'W, ressortirait pour donner la nappe de Roche-Charnière ; enfin, plus au S, nous avons vu que cette nappe de Roche-Charnière s'enfouit à son tour dans le Flysch au SW de Risoul.

Plus au S encore, on verrait [carte de F. BLANCHET (10)] que le bord du Mésozoïque briançonnais garde toujours la même allure : il émet une série de digitations qui viennent tour à tour disparaître et s'enfouir dans le Flysch de l'Embrunais ; là encore nous retrouvons cette notion de « feston » sur laquelle nous aimons à insister.

3° La nappe supérieure du Guil dans le massif de Pierre-Eyraud.

Nous appellerons ainsi, du nom de leur sommet culminant (2906 m.), les montagnes qui dominent la rive gauche de la

Durance entre Montdauphin et Briançon et qui s'étendent vers l'E jusqu'à la dépression suivie par la route du Col d'Isoard, de Briançon à Château-Queyras. Nous ne décrivons d'ailleurs que ce qu'on peut en voir de la vallée⁸.

A son extrémité S, la longue arête du *Roc de Saphie* est formée par les calcaires triasiques de la voûte de la nappe supérieure du Guil. Mais, au flanc de la montagne, la retombée W de cette voûte est affectée de brusques ondulations synclinales où sont pincées des bandes de Jurassique et même de Crétacé sup. visibles de fort loin. L'une de ces ondulations est même suffisamment accentuée pour donner lieu à de petits charriages expliquant les lambeaux de Jurassique posés sur le Flysch à l'W du Col de Moussière, récemment étudiés par M. ROQUES (103).

Au S de cette région passe d'ailleurs une importante *faille transversale*; le grand affaissement de sa lèvre S, en reportant à l'E le bord du Flysch, a ainsi contribué à déterminer l'élargissement, dans ce terrain tendre, du bassin de Montdauphin.

Au N de cette faille, les rochers se rapprochent de la vallée : ce sont, dans le haut, des calcaires triasiques qui, plongeant suivant la pente, ne donnent pas de falaises, mais se dissimulent sous les pins du Bois Mardanel; en dessous, les schistes rhétiens (fossilifères) déterminent les replats cultivés des hameaux élevés de *Saint-Crépin* (18). Enfin les calcaires blancs du Malm, laminés et réduits à des blocs isolés au S, sous le Bois Mardanel, dressent au-dessus de Saint-Crépin les blanches falaises d'un décor presque africain : au rocher surmonté d'une petite croix métallique, ils arrivent, par laminage du Rhétien et du Dogger, en contact direct avec les calcaires triasiques. Et le bas des pentes est plus ou moins garni de marbres en plaquettes blancs (Crétacé sup.), dont le contact stratigraphique avec le

⁸ Pour plus de détails, voir (82) et (103).

Malm est visible près de la route, dans la carrière du village de Saint-Crépin.

Ce même régime continue jusqu'aux abords de *La Roche-de-Rame*, où, dans une grande ondulation synclinale, se développe une épaisse masse de Flysch bien visible dans les ravins au NE du village. A son extrémité S, ce paquet de Flysch vient buter par faille verticale contre les calcaires triasiques du sommet boisé de l'Oumbras⁹. Au N il se prolonge dans les immenses talus de marbres en plaquettes de la croupe des chalets du Puy.

Ce Flysch et ce Crétacé sup. deviennent ainsi le noyau d'un *synclinal du Puy*, dont le flanc W est formé par les calcaires triasiques (avec mince revêtement de Dogger) dans lesquels s'encaisse le torrent de l'Ascension avant d'atteindre la vallée. Sur le flanc E prend naissance un recouvrement qui va jouer un grand rôle dans l'architecture du massif (pl. VII-4 et 5); il est dû à une digitation émise par la nappe supérieure du Guil, que nous appellerons la « *digitation de Pierre-Eyraud* » (82, 91); elle est, comme d'ordinaire, réduite à son flanc normal.

C'est ainsi qu'au-dessus des talus de marbres en plaquettes et de Flysch qui dominent les chalets du Puy¹⁰, se dresse une petite falaise de calcaires triasiques (sommet 2361) bien visible de la vallée : c'est la base de notre digitation; en arrière, sur la crête, la série se complète par du Rhétien, du Lias (fossilifère au-dessus du Lac de l'Ascension), du Malm et enfin des marbres en plaquettes. On suivra facilement sur la feuille Briançon la ligne de contact anormal qui marque la surface de base de la digitation, surface presque horizontale, car sa trace dessine

⁹ C. PUSSENOT voit là un important chevauchement par lequel se continuerait vers le S la digitation de Pierre-Eyraud, que nous allons décrire plus au N; cette opinion, sans être inadmissible, nous paraît entraîner des complications inutiles.

¹⁰ C'est à tort que la feuille Briançon figure ici une bande de calcaires triasiques au milieu de ce Flysch.

des rentrants dans chaque vallon transversal. Tous les hauts sommets qui dominent ici la vallée de la Durance, c'est-à-dire le Pic du Peyron, le Pic du Bonhomme, le Pic de la Tome, le Pic de Pierre-Eyraudz et le Pic de Jean-Rey, appartiennent ainsi à notre digitation.

Plus au N elle disparaît « en l'air », à cause de l'élévation générale des axes qui se fait sentir en approchant de Briançon. C'est d'ailleurs immédiatement à l'E de là, dans la vallée des Ayes, que notre digitation s'enracine; la feuille Briançon montre ici le synclinal de Crétacé sup., base de la digitation, venir se boucler dans les calcaires triasiques entre le Pic de Jean-Rey et le Bois des Ayes. Remarquons enfin que dans cette vallée des Ayes les plis deviennent droits : nous retrouvons ici l'axe de l'éventail briançonnais que nous avons traversé dans la vallée du Guil.

Décrivons maintenant les ondulations qui affectent la partie inférieure de la nappe, sous la digitation de Pierre-Eyraudz. Nous y avons vu naître, au S du torrent de l'Ascension, le *synclinal du Puy*. Au N de ce torrent, ce synclinal est subdivisé en deux branches par l'apparition d'un anticlinal, que nous appellerons l'« *anticlinal des Aiguillons* ». La branche E, directement recouverte par le chevauchement de Pierre-Eyraudz, peut être appelée le « *synclinal de Fontfroide* », car c'est dans ses marbres en plaquettes que s'élargit le pittoresque cirque de ce nom, ceinturé presque de tous côtés par les falaises triasiques et jurassiques de la digitation. L'autre branche, par suite du relèvement des axes vers le N, ne tarde pas à se vider de son contenu; crétacé d'abord à l'W du Pic des Aiguillons, ce contenu se réduit à des calcaires triasiques sous les chalets de Queyrières et, finalement, à la lame de quartzites de Rochebaron; aussi l'appellerons-nous le *synclinal de Rochebaron* (fig. 26).

Quant à l'anticlinal intermédiaire, ou *anticlinal des Aiguillons*, il se nourrit au contraire de plus en plus vers le N : des quartzites et des cargneules y apparaissent d'abord, déterminant

le Col qui sépare le Pic du Bonhomme du Pic des Aiguillons; ce noyau de quartzites dessine un pli couché sur le versant N de ce dernier Pic. Plus au N, le Houiller apparaît et se développe de plus en plus : c'est lui qui, désormais et jusqu'à Briançon, va former partout la base de la nappe; seule subsiste, traversant la Durance, la lame synclinale de quartzites de Rochebaron.

Ainsi, comme le montre la carte, le Houiller du bassin de Briançon ne constitue pas une unité tectonique : il résulte de la fusion des axes anticlinaux de ces diverses ondulations, les synclinaux mésozoïques qui les individualisaient ayant disparu par suite de l'élévation générale des axes.

4° La vallée de la Durance entre La Roche-de-Rame et Saint-Martin-de-Queyrières; la fenêtre de L'Argentière.

Nous avons admis provisoirement que la nappe supérieure du Guil se prolongeait, sur la rive droite de la Durance, par la nappe de Champcella; nous avons vu de plus que la vallée de la Durance, jusqu'au droit de Champcella, s'élargissait dans l'axe d'un « *synclinal de nappes* », le synclinal de Montdauphin prolongé au N par le synclinal de Champcella. Plus en amont, l'axe de ce dernier synclinal s'écarte obliquement de la vallée pour passer, à Champcella, sur sa rive droite. La Durance, quittant le synclinal, doit donc ici s'encaisser dans un « *anticlinal de nappes* » (fig. 21). Nous devons donc voir apparaître sur ses versants, d'abord la *base de la nappe de Champcella*, puis des unités tectoniques inférieures à cette nappe, mises à nu dans une « *fenêtre* » qui sera la « *fenêtre de L'Argentière* ». Tels seront nos fils conducteurs pour comprendre la structure de cette région, assurément une des plus compliquées des Alpes (43, 91, 95, 96).

A) Les falaises de calcaires triasiques, en bancs plongeant vers l'W, qui dominent la *rive droite de la Durance* en face de La Roche-de-Rame, sont entaillées, comme nous le savons, dans le flanc E du synclinal de Champcella. Au S du confluent de la Byaisse, ces calcaires arrivent jusqu'au fond de la vallée; mais, au N de ce confluent, se développent à leur base des talus d'éboulis recouvrant des terrains plus tendres qui servent de soubassement aux calcaires. C'est ainsi qu'à quelques centaines de mètres au N du confluent, l'un de nous a récemment découvert, au milieu des éboulis, un minuscule affleurement de Houiller (pl. VII-3 et 4); il correspond évidemment à la base de la nappe de Champcella, dans laquelle les niveaux intermédiaires (Permien, quartzites, gypses et cargneules) sont laminés ou masqués sous les éboulis. Non loin de là, à peine au-dessus de la plaine alluviale, exactement à la limite des feuilles Gap et Briançon, C. PUSSENOT a signalé depuis longtemps une petite bosse rocheuse formée de marbres en plaquettes, au pied des éboulis : ils appartiennent certainement au *sommet d'une unité tectonique inférieure à la nappe de Champcella*. Enfin, bien plus au N, en face de Géro, un peu en amont du pont des Traverses (route de Pallon), au lieu dit Peyre-Tailla de la carte au 1/20.000, une croupe rocheuse descendant jusqu'à la Durance (voir feuille Briançon) montre une série plus complète de cette unité tectonique inférieure : calcaires triasiques, Dogger typique, Oxfordien avec Argovien rouge, Malm à zones siliceuses, Crétacé.

Il est possible qu'il s'agisse ici de la « nappe de Roche-Charnière », qui, à l'W du synclinal de Champcella, ressort par-dessous la nappe de Champcella; mais on peut aussi avoir affaire à une subdivision secondaire de l'une de ces deux nappes. Précisément ici l'aspect des falaises de la nappe de Champcella nous en montre un exemple; on voit à mi-hauteur de ces falaises une corniche de couches plus tendres (Jurassique et

Crétacé) y individualiser deux séries superposées de calcaires triasiques¹¹ (voir coupe fig. 22) : la nappe de Champcella s'est donc ici rompue localement en deux tronçons qui ont glissé l'un sur l'autre.

B) Sur la *rive gauche de la Durance*, il faut aller plus au N pour voir apparaître les termes de base de la nappe supérieure du Guil, équivalent probable de la nappe de Champcella. Là, un peu au N du village de La Roche-de-Rame (à l'E de l'Hôtel Fourrat), un minuscule pointement de gypses (*t_n* sur la feuille Briançon) apparaît sous les calcaires triasiques qui prolongent jusqu'au village le flanc W du synclinal du Puy précédemment défini. Un peu plus au N, en face du pont du chemin de fer sur la Durance, les grands éboulis qui descendent de ces calcaires montrent une topographie chaotique et irrégulière qui dénote à coup sûr l'existence de gypses dans leur sous-sol; et à l'W de ces éboulis, le petit pointement rocheux (calc. triasiques, Dogger, Malm, très laminés et méconnaissables) entaillé par la grande route appartient très probablement à notre unité tectonique inférieure et représente le prolongement de la bosse rocheuse de Peyre-Tailla.

C) Nous sommes ainsi entrés dans la « *fenêtre de L'Argentière* » (43), creusée dans l'axe NS d'un anticlinal de nappes.

A l'E de L'Argentière, à l'entrée de la vallée du Fournel, la série de base de la nappe de Champcella se complète et devient entièrement visible : sous les calcaires triasiques apparaissent les gypses et cargneules, les quartzites, le Permien, enfin le Houiller qui affleure largement, et, tectoniquement au-dessous, se développent les marbres en plaquettes du sommet des unités tectoniques inférieures dans les rochers qui dominent la gare.

¹¹ Complication locale non figurée sur la feuille Briançon.

Mais en même temps, notre anticlinal de nappes se redresse et se couche vers l'W. De sorte que toute cette série, qui, au S de la vallée du Fournel, se présentait avec ses superpositions normales (Houiller en bas, calc. triasiques en haut), apparaît renversée au N de cette vallée : on voit très bien, dans le versant E du Signal des Têtes, les quartzites venir se plaquer contre et même sur les calcaires triasiques dont les sépare l'étroite combe des cargneules et gypses. Ce *déversement d'un anticlinal de nappes*, déjà bien interprété par P. TERMIER, constitue une des visions tectoniques les plus nettes et les plus grandioses que l'on puisse avoir (pl. VII-5).

Les *limites* de cette fenêtre de L'Argentière ont pu être indiquées correctement sur la feuille Briançon. Il n'en est pas de même de son *contenu*, lequel ne pourra sans doute jamais être analysé d'une façon précise et complète, en raison des laminaux qui affectent ici non seulement des étages, mais même des unités tectoniques entières. Nous nous contenterons des remarques suivantes :

Le sommet des unités tectoniques inférieures est constitué ici par une épaisse série de marbres en plaquettes à Rosalines du Crétacé sup., souvent teintés de rose et de vert : ils sont ainsi bien visibles sur la rive droite de la Gyronde (torrent de Vallouise), puis de la Durance, au voisinage de leur confluent, et aussi dans les gorges de la Durance entre Villar-Meyer et Queyrières (fig. 26), où ils sont magnifiquement recouverts par le Houiller de base de la nappe supérieure du Guil (= nappe de Champcella) ¹².

Sous ces marbres en plaquettes du *Crétacé sup.*, la série la

¹² Là, entre Queyrières et la chapelle Saint-Hippolyte, on verra s'égrenier entre ces marbres en plaquettes et ce Houiller des blocs ou lames (calc. trias., quartzites, Malm, etc.) qui représentent peut-être des restes du flanc inverse de la nappe de Champcella, ou des témoins d'unités briançonnaises inférieures.

plus intéressante est visible dans le promontoire qui, descendant du Serre des Hières, vient jusqu'à La Bessée-Basse séparer les cours parallèles de la Durance et de la Gyronde (fig. 25). En dessous de la voûte des marbres en plaquettes typiques, verts et roses, apparaissent d'abord des calcschistes du *Néocomien*, bien datés par des *lumachelles* à *Aptychus* découvertes par l'un de nous (43) au « *Mur des Vaudois* », à quelques centaines de mètres au N du point où la route de Vallouise franchit la voie ferrée et entre cette route et la voie. Puis viennent des calcschistes durs, à bandes siliceuses (*Malm*), donnant les grandes falaises des gorges de la Durance franchies par les conduites forcées au droit du Signal Saint-Joseph. Ces calcaires dessinent là une voûte anticlinale bien nette sur la rive droite, et dans le noyau de laquelle apparaît une épaisse masse de schistes noirs presque certainement *oxfordiens* (s. l.), bien visibles sur la route de Villar-Meyer aux Vigneaux, immédiatement au N du point où cette route contourne l'arête du promontoire entre Durance et Gyronde ¹³.

Une telle stratigraphie, caractérisée par le développement de schistes oxfordiens, l'absence totale du faciès « marbre de Guillestre » et son remplacement par une « *série compréhensive* » de calcschistes à zones siliceuses suivis de calcschistes à *Aptychus*

¹³ D'autres observations sont moins faciles à interpréter. Ainsi au S des maisons de La Bâtie (S des Vigneaux), le sommet de la petite arête dominant la Gyronde est formé de brèches énigmatiques, contenant des blocs de Trias : nous les avons autrefois attribuées au Flysch ; peut-être pourrait-on les rapprocher des brèches de Prorol, qui semblent bien appartenir au Dogger. On retrouve aussi des brèches dans les calcschistes au N de La Bâtie ; elles avaient été attribuées par P. TERMIER et W. KILIAN à la « brèche du Télégraphe » : aussi, sur la feuille Briançon, tout le contenu de la fenêtre de L'Argentière est réparti entre « marbres en plaquettes » (O) et Jurassique (Jl). Des brèches analogues, avec Bélemnites, se voient dans les ravins à l'E de la Bessée-Basse et elles sont séparées là des marbres en plaquettes du sommet de la fenêtre par des lames de Malm à zones siliceuses, etc.

(Néocomien) s'écarte énormément des faciès typiquement briançonnais; elle montre des affinités subbriançonnaises. Aussi, sur nos cartes structurales, avons-nous admis que la fenêtre de L'Argentièrre faisait réapparaître la *zone subbriançonnaise* sous la nappe briançonnaise (sup.) de Champcella (= nappe sup. du Guil) et avec laminage plus ou moins complet des nappes briançonnaises inférieures. Nous allons avoir un autre argument en faveur de cette interprétation [qui a été combattue par C. PUSSENOT (95, 96)].

En effet, avant de quitter la fenêtre de L'Argentièrre, remarquons qu'elle n'est point complètement « fermée » : elle s'ouvre par un étroit couloir sur la *basse Vallouise*. Là, comme le montre bien la feuille Briançon, la nappe de Champcella a été coupée par la vallée transversale de la Gyronde : son prolongement ne se retrouve qu'au N de cette vallée, aux flancs du haut massif de la Tête d'Amont. Et dans le fond de cette vallée les marbres en plaquettes de L'Argentièrre, de Villar-Meyer et des Vigneaux, constituant le sommet de notre fenêtre, se relie (P. TERMIER) avec ceux de la basse Vallouise (entre Les Vigneaux et Vallouise), lesquels se prolongent à leur tour, d'une part au S en direction de la Tête d'Oréac, d'autre part au N dans le vallon de l'Eychauda jusqu'à la Cucumelle, où le Crétacé sup. couronne une série compréhensive, décrite plus haut, analogue à celle de la fenêtre. Or, ici, nous rejoignons notre zone subbriançonnaise; celle-ci, au N de la vallée du Fournel, se trouve d'ailleurs pincée dans un « synclinal couché de nappes » faisant suite vers l'W à l' « anticlinal déversé de nappes » que nous venons de décrire au Signal des Têtes. Ainsi les marbres en plaquettes de L'Argentièrre et le noyau de la fenêtre qu'ils recouvrent en voûte se relient, par la basse Vallouise, avec la zone subbriançonnaise qui s'allonge entre les Cols d'Anon et de l'Eychauda.

5° Le bassin de Briançon et les « Montagnes entre Briançon et Vallouise ».

On peut appeler « bassin de Briançon » cette partie élargie de la vallée de la Durance (et de la Guisane) qui s'étend des abords de Saint-Martin-de-Queyrières jusqu'au Monétier-les-Bains, et dont la ville de Briançon occupe à peu près le milieu : elle s'est creusée dans l'extrémité S de la *zone houillère briançonnaise*. Mais, comme nous l'avons déjà dit, c'est là une unité « cartographique » et non tectonique. De ce point de vue, ce bassin houiller nous apparaît comparable à ce qu'étaient, dans la zone alpine externe, nos « dépressions de terres-noires ».

Nous sommes entrés dans ce Houiller à Queyrières en sortant de la fenêtre de L'Argentièrre : il nous est apparu là comme la base de la « nappe supérieure du Guil », ou plutôt la réunion des noyaux anticlinaux correspondant aux diverses ondulations de cette nappe, et c'est seulement après avoir traversé une de ces ondulations synclinales, la lame de quartzites du synclinal de Rochebaron, que nous entrons définitivement dans le Houiller pour y rester jusqu'aux abords du Monétier. La tectonique intime de cette monotone accumulation de schistes et grès à anthracites est bien entendu indéchiffrable, tant que n'y participe point le Mésozoïque de sa couverture; mais elle est assurément fort compliquée : une preuve en serait, par exemple, les énigmatiques affleurements de marbres en plaquettes qui y apparaissent inopinément autour de Puy-Saint-André¹⁴.

Il est néanmoins possible de jalonner dans ce bassin le passage de l'axe de l'éventail briançonnais; venant du S, cet axe y aboutit par la vallée des Ayes : en effet, sur le versant W de

¹⁴ En supposant, bien entendu, que ces affleurements ne correspondent pas à des masses rocheuses descendues des plateaux de Notre-Dame des Neiges par glissements superficiels.

cette vallée, dans le massif du Pic de Jean-Rey, le déversement des plis vers l'W est déjà la règle; tandis que sur son versant E, l'arête de la Grande-Maye est une cuesta où les couches sont déversées vers l'Italie. Plus au N cette arête se prolonge, approximativement, par les forts de Briançon, puis par la longue crête Croix de Toulouse - Signal de Saint-Chaffrey, où les couches plongent aussi vers l'W en série renversée. Au contraire, à l'W, dans le massif de Prorel, les plis sont déjà couchés vers la France; et plus au N, le synclinal du Grand-Aréa semble bien témoigner d'un léger déversement vers l'W. Ainsi l'axe de notre éventail, arrivé à Villar-Saint-Pancrace, passerait droit au N par le Sommet de la Gardiole, la haute vallée de Névache et le Col de Névache (limite N de la feuille Briançon).

Nous ne parlerons pas autrement de cette « zone mésozoïque briançonnaise orientale » à laquelle s'adosse la vieille ville forte de Briançon. Et quant à la « zone occidentale », c'est l'un de ses tronçons qui constitue ici les « Montagnes entre Briançon et Vallouise ».

Ce massif, rendu classique par le magistral Mémoire de P. TERMIER (149), s'étend au N de la basse Vallouise, à l'W de la Durance et de la Guisane; il est limité à l'W par la dépression qui, suivant la zone subbriançonnaise, passe par la vallée et le Col de l'Eychauda pour aboutir au Monétier.

P. TERMIER a interprété la structure de ces montagnes en les considérant comme formées par l'empilement de quatre unités tectoniques appelées par lui « *écailles briançonnaises* » et qui correspondent à nos « *nappes élémentaires* » : chacune de ces écailles est constituée par une série normale, les flancs inverses étant très généralement laminés. Enfin cet empilement est affecté d'ondulations d'ensemble, qui sont donc des anticlinaux ou synclinaux de nappes.

La 1^{re} écaille de P. TERMIER n'a été individualisée par lui que dans la vallée du Fournel, à Champ-Didier sous le Col de la Pousterle; à son avis même, elle reste purement locale et dépend probablement de notre zone subbriançonnaise.

Sa 2^e écaille correspond, au N de Vallouise, à notre zone subbriançonnaise; au S elle englobe aussi des prolongements de nos nappes briançonnaises inférieures (nappe de Roche-Charnière).

Sa 3^e écaille, la plus importante, dont la base a été marquée par la ligne H sur la feuille Briançon, prolongerait notre nappe supérieure du Guil qui se poursuivait dans le massif de Pierre-Eyrantz.

Enfin sa 4^e écaille se réduit à deux massifs de roches cristallines (*et* 0) accompagnées de brèches (*et* 0_b)¹⁵, qui constituent les sommets de Serre-Chevalier et de l'Eychauda (fig. 29).

Cette géométrisation, appliquée avec une logique rigoureuse et une admirable minutie, a conduit P. TERMIER aux contours intégralement reproduits sur la 2^e édition de la feuille Briançon.

Nous ne décrirons pas à nouveau ce massif, en rappelant seulement que l'un de nous (22) en a proposé une interprétation différente en ce qui concerne la 4^e écaille.

Il est en tout cas certain que les faciès typiquement briançonnais que nous avons plus au S dans le massif de Pierre-Eyrantz (nappe sup. du Guil) ne se retrouvent ici que dans la partie S du massif, c'est-à-dire dans la haute chaîne Tête d'Amont, Pic de Montrison, Sablier, Cime de La Condamine; au N, dans le Mésozoïque de la Tête du Grand-Pré, les faciès ressemblent à ceux de la zone subbriançonnaise et peuvent être qualifiés de « briançonnais externes ». Pour l'un de nous, la 4^e écaille proviendrait du tréfonds cristallin d'une de ces unités briançonnaises externes (l'écaille ou nappe de la Tête du Grand-Pré), et les vraies unités briançonnaises internes passeraient « en l'air » au-dessus de toute cette partie N du massif; pour les voir redescendre, il faut traverser la Durance et aller, comme nous allons le faire, au N du Monétier.

¹⁵ Considérées successivement par lui comme des brèches sédimentaires (Flysch) ou comme de gigantesques mylonites.

6° La bordure du Briançonnais entre le Monétier
et le Galibier¹⁶.

En remontant la Guisane, on sort au Monétier du bassin de Briançon et de la zone houillère. Déjà dans cette dernière était apparu le petit synclinal mésozoïque du *Grand-Aréa*. Puis, plus au N, s'allonge le long *massif synclinal des Cerces* : il débute au S par la Montagne du Vallon; ensuite, momentanément rongé jusqu'à ses racines par la profonde coupure du vallon du Queyrellin, il s'élargit beaucoup entre le Pic de la Moulinière et le Lac des Béraudes pour culminer au Pic des Cerces (sans nom sur la carte au 1/80.000), dominant au S le névé et au SE le Lac des Cerces.

La bande de Houiller et de Permien du Col du Chardonnet et du Col de la Ponsonnière sépare le synclinal des Cerces d'un autre, plus occidental, le *synclinal du Grand-Galibier*, qui va nous intéresser spécialement, car, du Monétier à la Roche du Grand-Galibier, il va former le bord externe de la zone du Briançonnais (ligne H de la feuille Briançon), dominant de ses majestueuses falaises la dépression occupée par la zone sub-briançonnaise.

Dans ce synclinal du Grand-Galibier, nous retrouvons les faciès typiquement briançonnais que nous avons perdus depuis le massif de la Condamine¹⁷. De fait, la nappe de la Tête du Grand-Pré, avec ses faciès briançonnais « externes », appar-

¹⁶ Les contours de cette région ont été, sur la 2^e édition de la feuille Briançon, soigneusement révisés par D. SCHNEEGANS; sauf en ce qui concerne la zone subbriançonnaise, nous n'aurons ici qu'à les commenter.

¹⁷ Dans l'interprétation proposée par l'un de nous (22), ce raccordement se ferait « en l'air », par-dessus la 4^e écaille et la Tête du Grand-Pré; et de fait, quand on vient du N, on voit les unités synclinales briançonnaises disparaître peu à peu « en l'air », à mesure que se fait sentir la surélévation générale des axes au droit du Pelvoux.

tient à une unité inférieure au synclinal du Grand-Galibier, unité qui se lamine plus au N et dont nous pourrions seulement retrouver des lambeaux isolés.

Emergeant des alluvions de la vallée aux Guibertes, le synclinal du Grand-Galibier apparaît d'abord réduit à sa racine, une lame de quartzites pincée dans le Permo-Houiller. Des lames mésozoïques très broyées y apparaissent au-dessus des chalets de Dessoubre l'Oure, formant la bosse ruiniforme de la *Roche-Chevalier* (carte au 1/20.000). Plus au N, dans l'imposant massif de l'*Aiguillette du Lauzet* (fig. 27), notre synclinal se constitue définitivement; son bord externe est marqué par un mince liseré de Houiller qui, jusqu'aux arêtes du Col du Galibier, viendra recouvrir les terrains bien plus récents de la zone subbriançonnaise et soulignera ainsi d'une façon admirable le chevauchement frontal du Briançonnais; l'ossature des deux flancs du synclinal est formée par les calcaires triasiques se dressant en falaises abruptes et son noyau par du Malm et du Crétacé sup. A l'*Aiguillette du Lauzet*, ses deux flancs sont presque symétriques et d'égale importance; mais après la traversée du profond vallon de l'Alpe du Lauzet, notre synclinal se complique d'une « digitation » qui le redouble momentanément; le tracé du front briançonnais dessine dans ce vallon un grand rentrant vers l'E¹⁸, soulignant l'importance du chevauchement. Puis, autour du Grand Lac de la Ponsonnière, le flanc externe se développe démesurément dans l'énorme massif rocheux (calc. trias.) du *Pic de la Ponsonnière*, tandis qu'au contraire le flanc oriental se lamine complètement : au Lac, le Permo-Houiller de l'arrière du synclinal arrive ainsi en contact direct avec le Crétacé sup. de son noyau.

¹⁸ Le petit affleurement isolé dans les éboulis au fond de ce rentrant, et indiqué en quartzites (t_{III}) sur la feuille Briançon, est formé en réalité de calcschistes (probablement crétacés) appartenant sûrement à la série sub-briançonnaise.

Sur l'arête qui descend de ce Pic vers le S et ferme à l'W le cirque de l'Alpe du Lauzet, on notera, posée sur le Jurassique subbriançonnais, une *klippe de calc. triasiques* isolée (*Roche-Robert* de la carte au 1/20.000) : c'est un lambeau de recouvrement dépendant sans doute d'une unité briançonnaise externe (par ex. notre nappe de la Tête du Grand Pré) complètement laminée ailleurs le long de la surface de chevauchement.

Puis, entre le Pic de la Ponsonnière et la Roche du Grand-Galibier (région du Col et du Roc Termier), le noyau du synclinal s'élargit et s'ondule : localement la falaise de calc. triasiques de son flanc W semble se laminier presque entièrement, ce qui permet d'apercevoir de la vallée la formidable accumulation de marbres en plaquettes qui édifie, dans le noyau, le *Roc Termier* (fig. 29). Enfin les falaises calcaires se dressent de nouveau à la *Roche du Grand-Galibier*, gigantesque borne-frontière du front briançonnais aux portes de la Savoie.

Mais au-dessous, dans la large dépression SE-NW qui, suivant la zone subbriançonnaise, monte de La Madeleine au Col du Galibier, nous allons retrouver des *lambeaux de recouvrement* dépendant du Briançonnais (fig. 28). C'est d'abord une traînée discontinue d'affleurements de *Houiller* et de *quartzites* triasiques partant du N de La Madeleine et atteignant l'arête du Galibier (42) à mi-chemin du Col et de la Roche du Grand-Galibier ; là, et surtout sur le versant N de cette arête, on constate que ces roches anciennes sont posées *sur* les calcschistes de la série subbriançonnaise ; elles se réduisent parfois ici à des blocs isolés de quartzites épars à la surface des croupes schisteuses. Ce Houiller et ces quartzites sont donc arrivés par en haut, et ils ont été localement repincés et conservés dans les schistes subbriançonnais reployés en petits « synclinaux de nappes ». De même, la petite *klippe de Trias et de Malm* qui s'allonge à l'W des lacets de l'ancienne route du Galibier et est traversée par la nouvelle route un peu avant le Col, semble bien, elle aussi, posée sur la série subbriançonnaise ; le faciès

de ces calcaires du Malm, très massifs et compacts, mais où ne se retrouve point le vrai « type Guillestre », paraît bien intermédiaire entre les faciès subbriançonnais et les vrais faciès briançonnais. Nous proposons donc de voir là, dans ces divers lambeaux de recouvrement, des témoins d'*unités briançonnaises externes*, comparables à celles de la nappe de la Tête du Grand Pré et de la klippe de la Roche-Robert.

Enfin, dans la zone subbriançonnaise, apparaissent ici des affleurements discontinus de *gypses et cargneules* triasiques : on en voit dans le bas des ravins, entre La Madeleine et La Mandette ; on pourrait être tenté de les rattacher encore à nos lambeaux de recouvrement et de les considérer comme une « zone des gypses » jalonnant la base du charriage briançonnais. Mais, immédiatement à l'E du Col du Galibier, les gypses forment sur l'arête même un monticule verruqueux au sommet duquel a été installée la table d'orientation ; de là ils se prolongent sur le versant N, où ils donnent l'impression de s'enraciner profondément dans la zone subbriançonnaise. Sachant la facilité avec laquelle les gypses s'injectent capricieusement au milieu des étages les plus divers, on peut admettre que ces gypses sont venus du tréfonds de la zone subbriançonnaise, de laquelle ils dépendraient dès lors.

III. — SÉRIES STRATIGRAPHIQUES DE LA ZONE ALPINE INTERNE

Nous avons déjà fait remarquer que l'intérêt de leur étude résidait surtout dans la constatation de *termes de passage* entre la série continue et uniformément vaseuse des faciès *dauphinois* (et *ultradauphinois*), dépendant de l'avant-fosse alpine, et celle, lacunaire et néritique, des faciès *briançonnais*, domaine de la cordillère briançonnaise. Ces différenciations ne sont d'ailleurs marquées qu'à partir du Lias, époque où les premiers élé-

ments de la « tectonique embryonnaire alpine » commencent à s'individualiser.

Et puisque nous connaissons déjà la stratigraphie dauphinoise, notre point de départ, indiquons dès maintenant en deux mots les traits principaux de la *stratigraphie briançonnaise*, qui sera notre point d'arrivée : — Lias néritique, réduit ou absent, — Dogger souvent transgressif et bréchoïde, en tout cas néritique, — lacune callovo-oxfordienne, — Argovien rouge (brèches de base), parfois siliceux (radiolarites), plus souvent calcaire (marbre de Guillestre), — Crétacé inf. absent, — Crétacé sup. transgressif (brèches de base) jusque sur le Trias et souvent teinté de rouge.

Avec le Crétacé se termine une première phase de notre histoire tectonique, car nous verrons qu'au Tertiaire les faciès seront commandés par des éléments paléogéographiques tout différents, encore obscurs en bien des points.

Les différentes unités tectoniques dont se compose la zone interne n'étant pas forcément toutes représentées dans une même coupe transversale de cette zone, nous serons amenés, pour reconstituer la série complète des variations de faciès dans le sens W-E, perpendiculaire à l'allongement des unités paléogéographiques, à aller chercher des anneaux voisins de cette chaîne souvent loin les uns des autres, vers le N ou vers le S.

A) Cristallin antéhouiller.

Il n'existe ici, d'une façon absolument certaine, que dans l'affleurement célèbre, mais minuscule, du *granite du Plan de Phasy* (fig. 17) : ce granite apparaît, comme on l'a vu, sur la rive gauche de la Durance, à quelques centaines de mètres en aval de son confluent avec le Guil, dans le noyau anticlinal de la nappe « briançonnaise externe » de Roche-Charnière. Et il a le grand intérêt de nous montrer que le *tréfonds de ce « Briançonnais externe »* est ici constitué par un *granite identique à*

celui du Pelvoux, comme l'avait déjà reconnu Ch. LORY, puis, plus tard, après quelques hésitations, P. TERMIER¹⁹.

Plus au N, dans les montagnes entre Briançon et Vallouise, rappelons que l'un de nous (22) a proposé de considérer les *roches cristallines de la « 4^e écaille »* comme une autre remontée du tréfonds de ce Briançonnais externe (fig. 29). Dans cette hypothèse, le socle antéhouiller serait donc ici formé, non par des granites, mais par les « gneiss et micaschistes de Serre-Chevalier » et par des roches basiques : il aurait une constitution analogue à celle de la partie S de Belledonne, où abondent dans le Taillefer (Tabor de Matheysine) des roches vertes analogues à celles de la zone du Piémont. Les brèches tertiaires qui accompagnent ces roches cristallines et en contiennent d'énormes blocs s'expliqueraient alors par la transgression du Nummulitique recouvrant directement les sommets de ces écailles de Cristallin déjà ramenées à la surface, avant cette transgression, par les plissements anténummulitiques²⁰; et les brèches de Prorel (probablement Dogger ?), où l'on retrouve des blocs de ces mêmes roches cristallines, s'expliqueraient de même²¹.

¹⁹ Ce dernier venait en effet d'arriver à la notion d'une « nappe du Briançonnais », d'origine lointaine, pensait-il; il eut à ce sujet de longues discussions avec W. KILIAN, discussions dans lesquelles intervint souvent ce granite du Plan de Phasy, argument d'autochtonie, ou tout au moins d'une origine rapprochée.

²⁰ Au contraire, dans l'interprétation de P. TERMIER, le Flysch de Serre-Chevalier, servant de substratum à la 4^e écaille, représenterait la couverture stratigraphique normale de la 3^e écaille; il n'aurait rien de commun avec les roches cristallines de la 4^e écaille, lesquelles seraient d'origine lointaine. C'est pourquoi P. TERMIER, après avoir attribué aux brèches associées à ce Flysch une origine sédimentaire (d'où le nom de « butte des galets » donné par lui à un de leurs affleurements) s'est ensuite efforcé de démontrer que c'étaient là des brèches tectoniques, des mylonites, dans lesquelles des débris de roches cristallines « exotiques » sont brassés avec un Flysch relativement « autochtone ». Comme l'origine sédimentaire de ces brèches et conglomérats paraît bien possible, c'est là l'objection la plus grave que l'on puisse opposer aux interprétations de P. TERMIER.

²¹ On est amené ainsi à se demander si une explication analogue ne s'appliquerait pas aussi aux divers affleurements de roches vertes éparses dans la

Enfin rappelons que, bien plus au N, près de Moûtiers, les lames cristallines d'Hautecour et de Villarly apparaissent dans une partie de la zone interne qui est probablement le prolongement de notre zone subbriançonnaise (s. l.); là encore, il s'agit, d'après les études pétrographiques de P. TERMIER, de roches à cachet « hercynien », différentes de celles des « massifs cristallins internes ».

B) Houiller.

Cet étage est inconnu ici dans la zone subbriançonnaise, où les noyaux anticlinaux n'ont amené aux affleurements aucun terrain plus ancien que le Permien.

Dans la zone du Briançonnais, il se montre à la fois dans les unités externes, par exemple dans la nappe de Roche-Charnière (Houiller de Réotier se prolongeant, d'après BLANCHET, au S du Plan de Phasy) et dans les unités internes, dans le soubassement de la nappe de Champcella et de la nappe supérieure du Guil, formant la plus grande partie de la zone houillère briançonnaise (63).

Ce Houiller appartient au type « hercynien » habituel, probablement discordant sur le Cristallin et non métamorphique. Sa pétrographie a été étudiée par P. TERMIER (119). C'est une puissante série (peut-être plus de 1.000 m.) d'assises dans lesquelles prédominent les sédiments tendres, schistes et grès micacés à anthracite; on les distinguera toujours du Flysch ou de certains schistes jurassiques par l'absence totale de calcaire, caractère

zone mésozoïque briançonnaise orientale, et que P. TERMIER a considérées comme des « lambeaux avant-coureurs de la nappe des schistes lustrés »; ils sont bien souvent associés à des lames de Verrucano et de quartzites; et ils représenteraient alors des témoins d'un tréfonds où, dans cette zone bien plus interne, le Cristallin ne serait plus séparé du Trias par la puissante épaisseur du Houiller à anthracite de la zone briançonnaise axiale; voir (91 à 94).

qu'ils ont en commun avec le Permien. Les grès grossiers ou les *conglomérats* plus durs (à galets presque uniquement quartzeux) n'y forment que des intercalations ou lentilles épaisses de quelques mètres ou dizaines de mètres, dont les falaises accidentent à peine la monotonie de ces tristes et noires montagnes houillères.

Il n'y a là que des sédiments *continentaux*, dont les couleurs uniformément noires témoignent qu'ils se sont accumulés dans des dépressions marécageuses soumises à un climat humide et doux.

Les *empreintes végétales* y sont très rares, et une révision de toutes les espèces connues a été publiée par C. PUSSENOT²², avec des déterminations dues à R. ZEILLER. Il n'y a pas, à proprement parler, de « gîtes fossilifères localisés », mais des récoltes d'empreintes isolées peuvent être faites un peu partout. Dans le bassin de Briançon, C. PUSSENOT mentionne ainsi : — les pentes inférieures du massif de Prorel, en dessous de Notre-Dame des Neiges (La Tour, entrée du ravin du Rif Claret, environs de la Sagnette, mines de la Combarine, environs de Puy-Richard), — les mines autrefois exploitées sur la rive gauche de la Guisane, en amont de Briançon, par exemple les mines des Gardioles, au-dessus de Chantemerle, les mines du Freyssinet, au-dessus de Serre-Barbin, et les mines du Puy-du-Cros, à l'E du Monétier, — et enfin les pentes du versant W du Col du Chardonnet, au-dessus de l'Alpe du Lauzet. Les Fougères sont toujours très rares : signalons spécialement *Sphenopteris Höhninghausi* et *Nevropteris Schlehani*, qui, dans l'échelle stratigraphique du Houiller européen, caractérisent l'extrême base du Westphalien (zone de Vicoigne); le plus souvent on ne récoltera que des Lépidodendrons, des Sigillaires, et surtout des Equisétites, qui, d'après JONGMANS (renseignement oral au cours d'une excursion

²² Références indiquées dans M. GIGNOUX (24), p. 232.

au Col du Chardonnet en compagnie de l'un de nous), appartiendraient aussi à des formes du Westphalien.

Comme on le voit, cette flore est tout à fait différente de celle du Houiller de la zone alpine externe, qui indiquait là le Stéphanien ou l'extrême sommet du Westphalien (niveau de La Mure). Mais il convient de remarquer que dans le prolongement N de notre zone houillère briançonnaise, en Maurienne et en Tarentaise, à côté de cette flore du Westphalien inférieur, se rencontrent des gisements certainement stéphanien, sans qu'on puisse d'ailleurs distinguer ces étages en dehors des points fossilifères. Il est donc probable que les formidables épaisseurs du Houiller du bassin de Briançon englobent à la fois le *Westphalien* et le *Stéphanien*.

Dans ce Houiller apparaissent fréquemment des intercalations, filons ou coulées, de *roches éruptives* : elles ont été étudiées par P. TERMIER, qui y a reconnu toute une série dérivant d'un magma monzonitique ou tonalitique. La plupart sont des microdiorites plus ou moins quartzifères ($\eta\nu$), bien visibles par exemple sur la nouvelle route de Puy Saint-André, dans le ravin du Rif Claret, où elles sont accompagnées de microsyénites ($\eta\chi$) plus claires, sans amphibole; parfois elles passent à des microgranites ($\eta\gamma$), reconnus d'abord à Serre-Barbin et affleurant en nombreux filons-couches ou coulées dans les pentes du Col du Chardonnet (fig. 27), où un affleurement découvert par W. KILLIAN correspond à une diorite micacée (η).

Ces roches éruptives ne donnent lieu, dans le Houiller, qu'à un métamorphisme de contact presque nul; néanmoins c'est à leur action que l'on attribue la transformation locale des anthracites en *graphites*, autrefois exploités au Col du Chardonnet, et se retrouvant aussi au-dessus des chalets de Fréjus, à la base de la nappe de la Tête du Grand-Pré.

C) Permien.

C'est le plus ancien terrain connu dans la *zone subbriançonnaise*, où il apparaît dans la cicatrice de Jausiers, à l'W de ce village.

Dans la *zone du Briançonnais*, il semble bien exister partout au sommet du Houiller, sauf là où il a disparu par laminage. En tout cas, partout où on le connaît, il passe par transitions insensibles au Houiller, comme aussi au Trias.

Aucun fossile n'y est connu, mais son début est partout marqué par l'avènement d'un climat plus ou moins désertique, ou tout au moins avec longues périodes sèches, se traduisant par la coloration généralement rouge des sédiments : ce sont des *schistes rouges*, accompagnés de grès et de *conglomérats* à petits galets quartzeux et de couleurs rouge, verte ou violacée. Ce type « *Verrucano* » constitue ainsi une des roches les plus caractéristiques des Alpes. La base de la nappe de Champcella en montre de beaux affleurements près de L'Argentière, à l'entrée de la vallée du Fournel, et dans la basse vallée de Tramouillon, au-dessus de Chanteloube, sous le hameau des Preises.

L'activité volcanique se continue dans le Permien par des éruptions acides ayant donné sans doute beaucoup de produits de projection. Les gorges du Guil nous ont déjà fait connaître, à la base de la nappe inférieure du Guil, une accumulation de coulées d'*andésites* rouges ou vertes, avec brèches andésitiques. Ailleurs, les schistes rouges sont souvent, d'après P. TERMIER, d'origine cinéritique, et des galets roulés de liparite (= rhyolithe) altérée ont été signalés par lui dans le Verrucano des montagnes entre Briançon et Vallouise.

D) Trias.

Le Trias intra-alpin, partout reconnaissable sans ambiguïté, se compose de trois termes bien caractéristiques, qui d'ailleurs,

ni comme faciès, ni comme limites chronologiques, ne correspondent exactement aux trois termes du Trias germanique.

Cette *trilogie* comprend, de bas en haut : des *quartzites*, — des *schistes*, *cargneules* et *gypses*, — des *calcaires massifs*.

Par sa base, formée de quartzites grossiers à grains roses, ce Trias passe au Permien, la zone de transition étant d'ailleurs toujours assez mince (quelques mètres ou une dizaine de mètres) et facile à préciser sur le terrain. A son sommet, où des bancs de schistes versicolores (jaunes, verts, rouges, noirs) alternent avec des lits de calcaires dolomitiques à patine jaune (dolomies-capucin), parfois « cargneulisés », il passe également au Rhétien. L'épaisseur totale et le développement relatif de ses divers termes varient d'ailleurs dans les différentes zones.

1° Zone subbriançonnaise.

Le Trias y joue déjà un grand rôle, marquant les noyaux anticlinaux des « digitations » ou soulignant la base des « écaillés ». Dans les unités *externes*, les quartzites sont encore très réduits (peut-être quelques dizaines de mètres); mais en revanche se développent, dans le Trias supérieur, de *grandes épaisseurs de schistes rouges*, très caractéristiques de la digitation du Morgon par exemple (pl. VI) et assez spéciaux à cette zone; les calcaires du Trias supérieur, assez minces, sont souvent réduits à quelques mètres de calcaires dolomitiques blancs.

Dans les unités *internes*, en particulier dans la digitation de Chabrières-Escouréous, ces calcaires sont déjà épais de 200 ou 300 mètres et ils prennent le type briançonnais des « *calcaires francs à Diplopores* ».

2° Zone du Briançonnais.

Là le Trias constitue l'ossature principale des zones mésozoïques briançonnaises.

a) Les *quartzites* sont des grès siliceux recristallisés, très durs et très blancs, plus rarement teintés de rose ou de vert; leurs cassures fraîches donnent aux éboulis une teinte spéciale, d'un blanc de neige ou un peu livide, qui les fait reconnaître de très loin; au contraire, les surfaces patinées des falaises ou des aiguilles, souvent revêtues d'un Lichen calcifuge (*Thecidea geographica*) jaune-verdâtre, prennent des colorations d'un beau vert-bronze, parfois rougeâtre ou brunâtre, fort différentes des couleurs claires des calcaires. Dans les zones de laminage, les quartzites sont parfois broyés en sables meubles très blancs.

b) L'horizon intermédiaire de roches tendres, *gypses*, *cargneules*, *schistes* versicolores, le plus souvent jaunes par altération, présente un développement très variable, par suite des caprices de la tectonique salifère.

Bien souvent, ces roches sont presque complètement laminées et ne se traduisent que par une étroite vire, garnie d'éboulis ou de terre végétale, entre les falaises de quartzites et de calcaires (fig. 24, 27 et 29). Mais en certaines régions, on les retrouve accumulées en énormes amas chaotiques formés principalement de gypses et en relations tectoniques anormales avec leur entourage.

Dans l'ensemble, ces « *zones de gypses* » correspondent à des dépressions, et même, quand les roches sont masquées sous les prairies, les moraines ou les éboulis, on devine leur présence dans le sous-sol grâce à leur topographie en entonnoirs d'effondrement caractéristiques. Mais bien souvent, dans le modelé de détail, les gypses forment des verrues saillantes (table d'orientation du Galibier, Clot-la-Cime à l'W du Col d'Isoard), ce qui tient sans doute à ce que les ruissellements superficiels n'y existent pas et ne peuvent exercer l'action érosive rapide qui, à chaque orage, écrête les arêtes schisteuses.

c) Les *calcaires* prennent ici leur complet développement, surtout dans la zone mésozoïque orientale : à l'ESE de Brian-

çon, la formidable paroi du Lasseron, qui nous apparaîtra au fond de la vallée de la Cerveyrette, se montre sur près de 1000 mètres de hauteur constituée uniquement par des calcaires triasiques.

Dans les séries non laminées, où la stratigraphie est restée claire, on peut y reconnaître trois subdivisions :

1. — A la base les « *calcaires vermiculés* » (Würmlikalk des géologues suisses), faisant passage avec les schistes du Trias moyen; ils sont formés de bancs réguliers de calcaires gris, épais de quelques centimètres ou décimètres, séparés par des délits de schistes jaunes ou noirs, parfois rouges, et à la surface desquels se dessinent des sortes de pistes entrecroisées très caractéristiques (vermiculures)²³.

2. — Puis viennent des *calcaires noirs* nettement stratifiés, parfois en très gros bancs (plusieurs mètres), à cassure parfois spathique ou grenue et pouvant se confondre avec certains calcaires jurassiques.

3. — Les *calcaires dolomitiques* dits « à Diplopores » sont au contraire très caractéristiques; leur cassure est grise, scintillante, à grain très fin, et leur patine très claire, comme savonneuse. L'ensemble est très massif, car il n'y a plus ici de bancs schisteux pour souligner la stratification, mais parfois, surtout au sommet, des zones alternativement plus claires et plus foncées dessinent un rubanement régulier sur les parois rocheuses. Fréquemment on observe des structures bréchoïdes, dont l'un de nous (27) a expliqué la formation par des processus diagénétiques.

Presque toujours ces calcaires dolomitiques contiennent des débris de Diplopores silicifiés formant de petites taches jaunes qui ressortent en relief sur les surfaces patinées; mais ces

²³ Voir la pl. V de l'ouvrage de F. BLANCHET (10).

débris ont presque toujours perdu toute forme et ne sont déterminables que tout à fait exceptionnellement²⁴. Plus rarement encore, on observe des sections de très petits Gastropodes (*Loxonema* ?) ou des empreintes de Bivalves (Cardites, Myophories); assez fréquentes sont les sections arrondies de tiges d'Encrines, et E. RAGUIN (100) a même récolté au Col de Méa (montagnes entre Briançon et Vallouise) un magnifique calice d'*Encrinus liliiformis*. Rappelons enfin que ces calcaires à Diplopores ont fourni des faunes beaucoup plus riches en Italie, en particulier dans la vallée de la Neva, au-dessus d'Albenga (ROVERETO, *Boll. Soc. Geol. Italiana*, 1898).

Au total, ce sont là des roches très faciles à distinguer, même en petits fragments, de tous les autres calcaires briançonnais.

Ainsi, au sommet du Trias, on ne peut individualiser un « Keuper » qui nous montrerait un retour d'assises gypseuses au-dessus des faciès marins francs dont témoignent les calcaires à Diplopores. Notons seulement qu'en quelques points, D. SCHNEEGANS a signalé au sommet de ces calcaires quelques bancs « cargneulisés »²⁵. Il est d'ailleurs possible que les assises englobées sous le nom de Rhétien correspondent par leur base au Keuper germanique.

²⁴ Le plus bel échantillon a été récolté par nous, en compagnie de P. CHRIST, au Col d'Isoard; voir dans D. SCHNEEGANS (110) la révision de toutes ces trouvailles; ce dernier signale des espèces ladinienues; mais, d'après VON PIA (*Sammelbericht über fossile Algen*, Neues Jahrb. f. Min., Referate, 1937, III, p. 1006), elles peuvent aussi bien être virgioriennes (anisiennes).

²⁵ Nos prédécesseurs (M. BERTRAND, W. KILIAN, P. TERMIER) distinguaient dans les zones intraalpines des « gypses et cargneules sup. », superposés stratigraphiquement aux « calcaires francs ». Nous savons maintenant que ces accumulations de gypses se trouvent toujours dans des conditions tectoniques anormales et résultent d'injections salifères provenant des « gypses et cargneules inf. » [M. GIGNOUX et E. RAGUIN (46)]. Enfin nous avons été conduits à rejeter complètement les anciennes théories qui faisaient dériver les gypses des calcaires par des transformations chimiques secondaires (« gypsification » des calcaires).

E) Lias et Dogger.

C'est avec le début du Jurassique que commencent à s'individualiser les unités paléogéographiques de nos Alpes, et en particulier l'avant-fosse alpine. Dans la zone alpine externe, le *Rhétien* marque en effet la première invasion des mers secondaires, après la période continentale ou lagunaire du Trias supérieur, et nous venons de voir aussi que, dans les zones alpines internes, un bref épisode lagunaire semble parfois souligner la limite du Trias et du Jurassique.

De fait, le Rhétien se montre partout avec les mêmes caractères : ce sont toujours des alternances de bancs *schisteux* noirs, jaunâtres ou verdâtres, et de lits *lumachelliques* à débris de Bivalves, avec bone-beds à *dents de Poissons*; à la base, des intercalations peu épaisses (quelques centimètres ou décimètres) de *dolomies jaunes* font passage au Trias. La faune comporte les Bivalves habituels du type « souabe » (*Avicula contorta*, *Dimyopsis intusstriata*, etc.); il s'y ajoute, dans le massif de Pierre-Eyrantz, les Brachiopodes (Térébratulidés indéterminables) du type « carpatique ».

Dans les régions que nous parcourrons, le Rhétien n'a pu être individualisé nettement, ni dans la zone dauphinoise²⁶, ni dans la zone ultradauphinoise, mais il y existe certainement; de fait, on le retrouve typiquement développé dans la zone subbriançonnaise (massif du Morgon, écaillles inférieures de Chabrières, base des calcaires de Vallouise) et dans le Briançonnais (massif de Pierre-Eyrantz, Tête du Grand-Pré).

Au-dessus, le *Lias* et le *Dogger* sont très variables : dans la zone ultradauphinoise, ces étages étaient encore représentés par leurs faciès dauphinois, vaseux, dans les unités les plus ex-

²⁶ Néanmoins, dans cette zone, P. LORY a signalé *Avicula contorta* à Barillonnette.

ternes (écaillles de Soleil-Bœuf); mais dans les unités les plus internes (Terres-Pleines, écaillles du bord E du Pelvoux), nous les avons vus se réduire et devenir plus calcaires, plus néritiques.

1° Zone subbriançonnaise.

a) Entre Vallouise et le Galibier.

Ces caractères s'accroissent immédiatement. Les « calcaires de Vallouise », affleurant en une large bande que l'on suit du Col de la Pousterle au Col du Galibier, englobent sans doute le Lias et le Dogger (48) : à leur base prédominent les faciès spathiques et à entroques : W. KILIAN et P. TERMIER y signalent *Pentacrinus tuberculatus* au Col de l'Eychauda (= Col de Vallouise); au sommet on peut attribuer au Dogger des assises oolithiques, avec Polypiers (*Calamophyllia radiata*) et Hydrozoaires, et des brèches localement très développées (route du Lautaret entre le Casset et le Lauzet). Le tout forme des falaises noirâtres au-dessus de Vallouise et sur la rive gauche de la Guisane, en amont du Monétier (fig. 27). Mais il faudrait aller jusqu'en Maurienne, au Pas du Roc, pour étudier dans cette même bande une coupe bien typique, avec les fameuses « brèches du Télégraphe », que W. KILIAN plaçait dans le Lias et que nous attribuons maintenant au Dogger (40, 42).

b) Massif Piolit-Chabrières.

Le Lias-Dogger forme ici les noyaux anticlinaux de l'unité la plus externe, la *digitation de Piolit* : ce sont ses calcaires²⁷ qui surgissent au milieu des schistes oxfordiens, dans les deux ver-

²⁷ Indiqués par E. HAUG en Malm sur la feuille Gap.

rous de Rouanne-Basse et de Rouanne-Haute, barrant l'entrée de la vallée d'Ancelle (voir pl. IV). Nous n'y avons d'abord vu que du Dogger, mais, dans le premier d'entre eux, D. SCHNEEGANS a pu reconnaître une série liasique complète débutant avec le Rhétien et se poursuivant par des calcaires spathiques ou à silex; la limite est difficile à préciser avec le Dogger, représenté également par des calcaires très massifs, oolithiques ou à entroques, à patine blanche, donnant de petits paysages carstiques; l'ensemble évoque d'assez près les calcaires de Vallouise.

Dans le massif de Chabrières-La Pousterle, le Lias est encore bien représenté dans les « écailles externes », laminées à la base de ce massif. On le voit, surmontant les schistes rouges triasiques, dans le village même de Saint-Apollinaire, avec des faciès qui rappellent ceux du Morgon, mais aminci par le laminage : cette écaille de Saint-Apollinaire, isolée au milieu des éboulis²⁸, a pu être comparée par nous à un « petit Morgon laminé ». Puis, passant sous la montagne de Chabrières, ce Lias affleure de nouveau sur son versant N, au fond de la vallée de Réallon, sous le village de ce nom.

Dans ces écailles, le Dogger est partout représenté par des calcaires massifs à patine claire, plus ou moins oolithiques ou spathiques, dont on retrouve des lentilles isolées et tronçonnées dans la « cicatrice de Réallon » jusqu'au-dessus d'Embrun (rocher blanc isolé au-dessus de Château-Caleyère); là le Lias paraît manquer, ce qui indiquerait que nous avons affaire à des lambeaux de digitations plus internes.

En effet, dans l'unité supérieure que constitue la *digitation de Chabrières*, il semble bien que le Lias et le Dogger manquent à la fois, ou du moins ont été enlevés par l'érosion, car le Malm transgressif recouvre directement les calcaires triasiques.

²⁸ E. HAUG ne voyait même là que des blocs éboulés : aussi, sur la feuille Gap, ce Lias fossilifère n'est indiqué que par le signe F au milieu du A.

c) Massif du Morgon.

La stratigraphie a pu être précisée ici par D. SCHNEEGANS (118), grâce à des gisements fossilifères, dont plusieurs avaient été découverts par H. SCHOELLER.

1^{re} Dans la *digitation* la plus inférieure, celle des *Séolanes-Pli du Cap*, on se trouve déjà en présence d'une première petite « cordillère » : le Lias et le Dogger sont entièrement calcaires ou bréchoïdes, ou manquent totalement, par transgression directe du Malm sur le Trias.

2^o Dans la *digitation du Morgon* (avec l'écaille de Dramonasq) on retrouve au contraire un Lias-Dogger bien développé et où reparaissent des faciès schisteux à Ammonites : ainsi se dessine un petit « sillon de Dramonasq », séparé de l'avant-fosse alpine par la cordillère des Séolanes.

Les meilleures coupes se voient dans l'écaille de Dramonasq, au N du Lauzet : le Lias y a 150 mètres au plus et le Dogger environ 50 mètres.

Au-dessus d'un Rhétien typique, on peut attribuer à l'Hettan-gien quelques mètres de calcaires gris à pâte fine, rayés de bandes flammées de vert, faciès assez spécial que nous pourrions retrouver jusque dans le Briançonnais. Puis vient le Sinémurien, représenté par des calcaires à silex, avec Gryphées arquées (sommet du Grand-Morgon) et, à la base, des calcaires marneux qui, à l'W des Herbes, contiennent des Ammonites de la zone à *Arietites Bucklandi*. Le Charmouthien, calcaire à la base (*Gryphaea cymbium*, Brachiopodes), devient marneux au sommet (*Amaltheus margaritatus*); la limite du « Lias calcaire » et du « Lias schisteux » passerait donc ici, comme dans le type dauphinois, entre le Pliensbachien et le Domérien. De fait, le sommet du Lias (*Toarcien-Aalénien*) est surtout formé de schistes tendres, dont les affleurements se traduisent par de petites vires (*Hildoceras bifrons*, *Pseudogrammoceras fallaciosum*, etc., près des Cabanes du Vallon).

Avec le *Dogger* reparaissent les faciès calcaires : il débute par des bancs à fossiles remaniés et hard-grounds, dans lesquels D. SCHNEEGANS a découvert (à 1400 m., dans le vallon de La Blache) un riche gisement d'Ammonites silicifiées indiquant une zone de passage entre Aalénien et *Bajocien* (*Ludwigia concava*, avec des *Sonninia*, des *Cadomites*, etc.); au-dessus de ces calcaires bajociens vient le *Bathonien*, souvent transgressif, débutant par des brèches à grosses Rhynchonelles (*R. Hopkinsi*, etc.), et contenant souvent des lits parfois charbonneux à Bivalves (*Mytilus* cf. *lailmairensis*, *M. imbricatus*, *Nerinea bathonica*, etc.) de faciès identique à celui du « *Dogger à Mytilus* » des Préalpes savoisiennes et suisses. Et le *Dogger* se termine par 20 ou 30 m. de calcaires oolithiques, bien datés par des gisements à faune encore bathonienne supérieure (*Hecticoceras retrocostatum*, *Oecotraustes serrigerus*, *Stephaeceras ymir*, etc.), identique à celle des gîtes découverts par M^{me} GUBLER-WAHL (52) près du Lac d'Allos et attribués par elle au Callovien inférieur.

3° Enfin, dans la *digitation supérieure*, ou de l'*Escouréous* (= Chabrières), le Lias et le *Dogger* ont déjà, comme au N de la Durance, le type briançonnais.

2° Zone du Briançonnais.

Elle est caractérisée par la réduction extrême ou souvent l'absence totale du Lias, et l'existence d'un *Dogger* transgressif, avec la faune du « *Dogger à Mytilus* », et souvent bréchoïde; ce *Dogger* a dû se déposer partout, mais il a été souvent érodé à son tour avant les transgressions du Malm ou du Crétacé sup. Enfin il n'y a plus ici d'Ammonites, et les étages sont datés uniquement par les restes de la « faune à Mytilus » et, plus souvent encore, par leurs faciès lithologiques.

A) Dans la *nappe de Roche-Charnière*, unité externe (prolongée au N par des écaillés aux Cols d'Anon et de la Pousterle),

le Lias n'a pas été identifié jusqu'à présent; le *Dogger* est représenté par des calcaires massifs, souvent oolithiques ou bréchoïdes, à débris de Rhynchonelles, Nérinées, Polypiers, Hydrozoaires.

B) Dans la nappe, également « briançonnaise externe », de la *Tête du Grand-Pré* (voir pl. II-A), l'un de nous a observé une coupe intéressante, que nous avons ensuite revue en compagnie de D. SCHNEEGANS. Sur le Trias, on voit là un Rhétien fossilifère (*Avicula contorta*) surmonté de calcaires probablement hettangiens, puis de calcaires à entroques et à silex du Lias; au-dessus vient en continuité un *Dogger* difficile à délimiter du Lias, mais bien caractérisé par ses faciès bréchoïdes et oolithiques et, surtout, surmonté de schistes oxfordiens dont nous reparlerons. Tout ce complexe Lias-*Dogger* ne dépasse guère 40 ou 50 m. d'épaisseur.

C) Dans la *nappe inférieure du Guil*, où le Crétacé sup. est directement transgressif sur le Trias, on ne connaît naturellement ni Lias, ni *Dogger*.

D) Dans la *nappe de Champcella*, au-dessus des calcaires triasiques, viennent quelques assises de schistes noirs avec lits de brèches, puis des calcaires noirs spathiques, oolithiques ou microbréchoïques, parfois avec traces de fossiles silicifiés (Ourins, Nérinées, etc.). On rapporte le tout à un *Dogger* transgressif, dont les petites corniches noires couronnent les falaises triasiques plus claires, ceinturant ainsi le synclinal de Champcella.

E) Dans la *nappe supérieure du Guil*, au S du Guil, le Lias serait totalement absent, d'après F. BLANCHET. Et le *Dogger* transgressif présente ici de beaux gisements fossilifères, découverts par Ch. LORY, puis W. KILIAN. Ch. LORY avait remarqué, au Pic d'Escreins, des couches charbonneuses [autrefois exploitées à Saint-Ours, près Larche (45)] contenant des Nérinées qui,

d'abord confondues par lui avec des Cérithes, lui avaient fait croire à du Nummulitique (on sait que les « couches à Cérithes » de la base du Priabonien sont souvent ligniteuses); il reconnut ensuite qu'il s'agissait de Dogger analogue à celui (parfois charbonneux) des Préalpes suisses. W. KILIAN découvrit ensuite de riches faunes, du type « Dogger à Mytilus »²⁹, au Lac des Neuf-Couleurs, entre Ubaye et Guil, faunes décrites ensuite par F. BLANCHET (10).

Ce Dogger briançonnais est ainsi constitué, à la base, par des brèches et des schistes noirs, et au sommet, par des calcaires massifs, noirs, plus ou moins spathiques ou bréchoïdes, avec des Polypiers, des Hydrozoaires³⁰ et une « Préorbitoline » caractéristique découverte par W. KILIAN et récemment décrite par M^{lle} PFENDER (90) sous le nom de *Kilianina Blancheti*; enfin et surtout, des faciès à grandes oolites ou pisolites irrégulières sont très spéciaux à ce Dogger.

Au N du Guil, le Lias reparaît en beaucoup de points du massif de Pierre-Eyraultz : il était connu de W. KILIAN dans les hameaux supérieurs de Saint-Crépin, où l'un de nous (18) a récolté une assez riche faune rhétienne, à la base d'une série schisto-calcaire montant probablement dans le Lias.

Plus au N, au-dessus et au SE de La Roche-de-Rame (Comberousse de la carte au 1/20.000), l'un de nous (26), au-dessus d'un Rhétien bien caractérisé à dents de Poissons, a décrit une petite coupe où, sur une épaisseur de 20 à 30 m., se succèdent des calcaires à silex (avec Gryphées silicifiées), un Lias supérieur schisteux, mal visible, enfin un Dogger très laminé, surmonté par l'Argovien rouge que nous décrirons plus loin.

Encore plus au N, le Rhétien fossilifère, découvert par M. LUGÉON (74) dans la vallée des Ayes (chalets de l'Alp) et au-dessus

²⁹ Voir H. RENZ (102).

³⁰ Voir C. PUSSENOT (98).

du Lac de l'Ascension, est surmonté là, d'après D. SCHNEEGANS et E. RAGUIN, par une assez puissante série de schistes et calcaires noirs, contenant des Gryphées arquées, et dont l'étude demanderait à être reprise.

Dans la 3^e écaille des Montagnes entre Briançon et Vallouise, il est probable que le Lias manque complètement, et que les assises attribuées à cet étage par P. TERMIER doivent appartenir au Dogger : ce dernier, bien typique dans la coupe de Notre-Dame des Neiges (Nérinées, Polypiers, Hydrozoaires, débris de Rhynchonelles, etc.), est sans doute représenté par le complexe du *sommet de Prorel*. Là, séparées du Trias par des assises schisteuses mal visibles, viennent d'abord des calcaires massifs oolithiques et spathiques, passant rapidement vers le haut aux fameuses et puissantes « brèches de Prorel »³¹, où à des galets de Trias s'associent des blocs souvent énormes de Permien et de roches cristallines identiques à celles qui constituent la 4^e écaille; dans l'hypothèse émise par l'un de nous, on aurait donc eu là, lors de la transgression du Dogger, un affleurement cristallin sur le sommet de la cordillère.

Rappelons pour mémoire qu'au SE de Briançon, dans la zone des plis déversés vers l'Italie, se rencontre le gisement célèbre de la Grande Maye, découvert par C. PUSSENOT, et où abondent les grandes Rhynchonelles³².

Enfin, dans les synclinaux du *Grand-Aréa*, du *Grand-Galibier* et des *Cerces*, le Lias est inconnu; le Dogger y est représenté par des calcaires et surtout des brèches que W. KILIAN assimilait autrefois à sa brèche du Télégraphe, en y adjoignant d'ailleurs des brèches triasiques (voir plus haut) et crétacées supérieures.

³¹ Attribuées au Trias par C. PUSSENOT (92).

³² Une coupe de ce gisement a été relevée, en compagnie de l'un de nous, par H. RENZ (102).

F) Dans la partie tout à fait *orientale* de la zone du Briançonnais, celle qui touche aux schistes lustrés, la série se rétablit. C'est ainsi que dans le massif des Grands-Becs et de la Pointe des Trois Scies, sur la frontière italienne, au-dessus d'un Rhétien fossilifère, commence une puissante série schisteuse, d'aspect déjà un peu métamorphique : C. PUSSENOT y a signalé un bel échantillon de *Schlotheimia angulata* et y a découvert, avec F. BLANCHET (10), une Ariétite typique; il est probable que cette série monte jusque dans le Dogger. Nous serions ainsi arrivés sur le versant E de la « cordillère briançonnaise », et nous commencerions à descendre dans la « *grande fosse alpine* », celle au fond de laquelle se sont accumulés et métamorphisés les schistes lustrés.

F) Le Jurassique supérieur.

Il comprend ici deux subdivisions essentielles : 1° à la base, des schistes très argileux, noirs, auxquels nous donnerons, pour abréger, le nom de « *schistes oxfordiens* » (s. l.); ils représentent à peu près l'équivalent des « terres-noires » de la zone alpine externe, et ils n'existent d'ailleurs que dans les parties occidentales de la zone alpine interne (zone subbriançonnaise et parfois unités externes du Briançonnais); — 2° au sommet, les « *calcaires clairs du Malm* », surmontant en continuité les schistes oxfordiens là où ceux-ci existent, et, ailleurs, transgressifs, débutant par des assises que nous appellerons, également pour abréger, « *Argovien rouge* », du nom donné depuis longtemps dans les Préalpes savoisiennes et suisses à une unité stratigraphique analogue : le fameux « *marbre de Guillestre* » n'est qu'un faciès calcaire de cet Argovien rouge; ce faciès peut d'ailleurs monter très haut dans le Malm.

1° Zone subbriançonnaise.

a) Entre Vallouise et le Galibier.

Nous avons déjà dit qu'ici, au-dessus des calcaires de Vallouise (Lias-Dogger), se développe une véritable « *série compréhensive* », dans laquelle les coupures stratigraphiques sont impossibles à préciser (fig. 27) : W. KILIAN et P. TERMIER se contentaient de la désigner sous le nom de « marbres en plaquettes »; sur la 1^{re} édition de la feuille Briançon, P. TERMIER l'avait fort justement désignée, dans les montagnes entre Briançon et Vallouise, par la notation *e-j*.

Cette série débute par des calcschistes secs, encore peu argileux, se débitant en plaquettes sonores, qui établissent ainsi, en quelques mètres, un passage rapide entre les calcaires massifs du Dogger et les schistes oxfordiens; c'est, si l'on veut, un équivalent du « *Dogger à Cancellophycus* » des Préalpes; on y trouve effectivement des *Cancellophycus* (éboulis dominant la route du Lautaret en amont du Lauzet); l'un de nous y a observé, en compagnie de D. SCHNEEGANS, une empreinte indéterminable d'Ammonite (probablement un grand *Perisphinctes*) au sommet des falaises de « calcaires de Vallouise » qui dominent ce village au N.

Au-dessus viennent les *schistes oxfordiens*, nettement argileux et très noirs; ils étaient attribués au Flysch par nos prédécesseurs (et ils le sont encore sur la 2^e édition de la feuille Briançon); ils sont souvent masqués sous les prairies ou les éboulis; on en voit de beaux affleurements sur la rive droite de la basse vallée du Tabuc, en face des Grangettes, dans le ravin de Puy-Chevalier (entre Le Monétier et Le Lauzet), et enfin dans le vallon de La Mandette, où l'on peut constater leur superposition aux calcaires de la bande de Dogger qui monte en direction du Galibier.

Puis commence une série monotone de *calcschistes* plus clairs et plus secs, englobant à la fois le *Jurassique supérieur* et le *Crétacé*; les calcaires du Malm y restent presque indistincts³³, représentés seulement par quelques bancs calcaires plus épais et à peine saillants; au-dessous, des teintes rouges et de minces assises de microbrèches (Argovien) commencent à indiquer l'approche de la cordillère briançonnaise. Les meilleurs affleurements se voient dans le versant S de la Roche du Petit-Galibier (arête à l'W du col, fig. 28), que l'un de nous (22) a récemment visité en compagnie de W. BRÜCKNER. Au microscope, cette partie « jurassique » de notre série compréhensive nous a montré là des « faciès à Radiolaires » assez caractéristiques, s'opposant aux « faciès à Globigérines » du Crétacé; mais jusqu'à présent nous n'avons pas réussi à y identifier des Calpionelles bien nettes.

b) Fenêtre de L'Argentière.

Son noyau est constitué par une assez grande épaisseur (accumulation tectonique) de schistes noirs très argileux, qui ne peuvent représenter autre chose que nos « *schistes oxfordiens* » (fig. 25); ils contiennent de minces intercalations (quelques centimètres) de microbrèches calcaires; certains bancs sont très finement gréseux, mais il n'y a jamais de véritables grès grossiers comme dans le Flysch. Enfin, et surtout, ces schistes sont recouverts en voûte par des assises de *calcschistes à zones siliceuses* qui évoquent de très près les faciès du Malm de Piolli,

³³ C'est cet « évanouissement » de la « barre tithonique » qui, comme dans les écaïlles ultradauphinoises les plus internes (voir p. 38) avait induit en erreur nos prédécesseurs; car dans les séries stratigraphiques qui leur étaient familières, aussi bien dans la « dauphinoise » que dans la « briançonnaise », le sommet du Jurassique est toujours marqué par le développement de « barres calcaires ».

et même le Malm ultradauphinois des écaïlles de l'Ubaye (Roche-Rousse, Batterie du Châtelard); nous verrons d'ailleurs ce complexe se prolonger par des *calcschistes à lumachelles* d'Aptychus (Néocomien presque certain).

c) Digitation de Piolli.

Là encore nous pouvons parler d'une « série compréhensive »³⁴. Les calcaires du Dogger de Rouanne-Haute et de Rouanne-Basse sont entourés par une « zone de passage » de *calcschistes à Cancellophycus* et grosses Ammonites indéterminables. Puis viennent des *schistes oxfordiens*, très épais, ressemblant beaucoup aux terres-noires des faciès dauphinois. Dans leur partie supérieure apparaissent des bancs calcaires, limités par des hard-grounds à enduits ferrugineux et phosphatés, à Bélemnites et Ammonites roulées indéterminables; il y a de véritables *brèches grumeleuses*; tout cela indique un régime de courants dans une mer peu profonde; nous y voyons la première indication d'une lacune « antéargovienne ». Puis dans les schistes, devenus siliceux et verdâtres, aux bancs calcaires à Bélemnites se joignent des zones siliceuses, qui sont de véritables *radiolarites* vertes, plus rarement rouges. Plus haut, les bancs calcaires se rapprochent et finissent par aboutir à des calcaires massifs, en bancs de plusieurs mètres: ce sont les *calcaires du Malm*, vaseux, à Calpionelles, qui forment des corniches ou des falaises (l'Arche de Piolli, fig. 13, tours du Couchon, pl. IV), et dont nos prédécesseurs faisaient du « Flysch calcaire »; ils passent aux *calcschistes néocomiens* que nous décrirons plus loin.

³⁴ Englobée autrefois par E. HAUG dans son « Flysch ».

d) *Digitation des Séolanes.*

La « *cordillère* » qui, au Lias-Dogger, représentait déjà la lointaine amorce de cette digitation, continue à s'individualiser.

Dans la coupe du *pli du Cap* (voir pl. III), on rencontre, sur le Dogger, des calcschistes à *Cancellophycus*, puis des brèches et des schistes oxfordiens assez réduits, terminés par de magnifiques *radiolarites* rouges. Ces dernières sont directement surmontées par les *calcaires blancs* très massifs du Malm, le plus souvent *coralliens*.

Au S de l'Ubaye, dans les massifs étudiés par M^{me} GUBLER-WAHL, ces faciès coralliens du Malm prennent un grand développement et s'érigent en sommets caractéristiques (Séolanes).

e) *Digitation du Morgon.*

On y retrouve au contraire une sédimentation plus vaseuse et plus continue : nous sommes dans le « *sillon de Dramonasq* ».

Au-dessus des calcschistes à *Cancellophycus*, et de schistes oxfordiens bien développés, donnant de larges vires ou talus noirs, les calcaires du Malm forment des falaises bien marquées; ici ils ne sont plus coralliens, mais au contraire vaseux, à Calpionelles; la série ressemble assez à celle de Piolit, donc garde un caractère beaucoup plus « dauphinois » que celle des Séolanes. Et c'est seulement en constatant que la digitation des Séolanes était bien (au-dessus du pli du Cap) recouverte par celle du Morgon, que D. SCHNEEGANS s'est vu forcé d'admettre l'existence d'une cordillère des Séolanes séparant, au moins localement, le sillon de Dramonasq de l'avant-fosse alpine.

f) *Digitation de Chabrières-Escouréous.*

Les faciès y sont devenus tout à fait *briançonnais* : les schistes oxfordiens ont complètement disparu, et les calcaires

du Malm sont le plus souvent directement transgressifs sur les calcaires triasiques. Leur base est marquée par des couches de schistes rouges, dont des intercalations existent encore dans les calcaires³⁵; ces derniers, souvent grumeleux, bariolés de rouge et de vert, sont parfois tout à fait identiques aux « marbres de Guillestre »; les blocs éboulés sur le versant S de Chabrières ont été autrefois exploités, dit-on, pour la construction de la cathédrale d'Embrun.

Au NE du Forest des Estaris (N d'Orcières), nous avons observé (28) des faciès analogues dans de grandes écailles de calcaires du Malm, déjà vues par E. HAUG, et que nous pouvons rattacher à cette unité subbriançonnaise supérieure.

2° *Zone du Briançonnais.*a) *Unités à faciès externes.*

Dans la *nappe de Roche-Charnière*, il semble que le Malm ait repris des faciès plus « externes » que dans les digitations internes de la zone subbriançonnaise. Dans le bas de l'arête de Réotier, des schistes argileux noirs assez épais, rapportés jusqu'à présent au Flysch (10), semblent devoir être attribués à l'Oxfordien : ils sont terminés par des assises rouges, surmontées elles-mêmes par des calcaires à zones siliceuses; le tout est très laminé, mais ressemble assez à la série de Piolit ou du Morgon.

Dans la *nappe de Champcella*, on ne connaissait rien jusqu'à présent entre le Dogger et les marbres en plaquettes crétacés.

³⁵ Le grand plateau carstique de calcaires du Trias et du Malm, qui s'étend à l'W du Pic de Chabrières, porte le nom d'« Oucane de Chabrières » (Oucane veut dire ocre rouge en dialecte local); ses crevasses et avens ont été explorés par MARTEL (Références dans P. LORY, *La Montagne*, revue mensuelle du Club Alpin Français, 2^e année, n° 12 [1906], p. 563).

L'un de nous (26) a récemment observé, au Serre de la Garde (extrémité N du synclinal de Champcella), une coupe du flanc E de ce synclinal. Au-dessus du Dogger, une mince passée schisteuse pourrait correspondre à l'Oxfordien; puis viennent quelques dizaines de mètres de calcaires à zones siliceuses, au sommet desquels quelques gros bancs de calcaires clairs, massifs, à Radiolaires, doivent représenter le Malm; une coupe analogue se montrerait au Pouit (S de Champcella).

Dans la *nappe de la Tête du Grand-Pré*, P. TERMIER ne connaissait aucun étage entre les calcaires noirs du « Lias » et les calcaires clairs du Malm; là le Dogger précédemment décrit est surmonté par une dizaine de mètres de schistes noirs sûrement oxfordiens (indiqués en Flysch sur la carte au 1/50.000 du Mémoire de P. TERMIER), dessinant une petite vire visible même du Monétier (voir pl. II-A); ils se terminent par un « Argovien rouge » que surmonte en continuité la falaise des calcaires du Malm; ces derniers, blancs ou légèrement rosés, à paline savonneuse (P. TERMIER), ne montrent point ici le faciès « Guillestre »; ils sont d'ailleurs suivis, toujours en continuité, par des calcschistes à *Aptychus* du Néocomien (22).

On voit la même coupe à la Tête de La Balme et à *Notre-Dame des Neiges*, où les couches rouges de l'Argovien deviennent siliceuses et passent à de véritables radiolarites.

Enfin les klippes de Malm qui, à l'W du *Col du Galibier*, apparaissent posées sur la zone subbriançonnaise, et que nous avons attribuées à des unités briançonnaises « externes », nous montrent aussi, au-dessus d'un Argovien rouge, des calcaires du Malm, blancs ou rosés, mais n'ayant pas encore le vrai faciès « Guillestre ».

b) Unités à faciès internes.

Ici, soit dans la nappe supérieure du Guil, soit dans la 3^e écaille des Montagnes entre Briançon et Vallouise (massif Tête

d'Amon - La Condamine), soit dans les synclinaux du Grand-Aréa, du Grand-Galibier et des Cerces, on ne connaît plus de schistes oxfordiens, et le Malm débute par un Argovien rouge, transgressif directement sur le Dogger ou le Trias.

Parfois des *brèches à ciment rouge*³⁰ marquent cette transgression (massif du Grand-Galibier, D. SCHNEEGANS); souvent aussi (Lac de l'Ascension, massif d'Escreins, F. BLANCHET) le Malm débute par des *schistes rouges à débris de Crinoïdes*, faciès très caractéristique; enfin D. SCHNEEGANS a signalé à ce niveau des lits de belles *radiolarites* rouges, à Radiolaires déterminables (104).

Intimement liés à cet Argovien rouge, dont ils ne sont qu'un faciès plus calcaire, se développent les « *marbres de Guillestre* » : ce sont des calcaires à pâte fine, amygdalaires, noduleux, pseudobréchoïdes, bariolés de rouge et de vert; on y voit de nombreuses Bélemnites et Ammonites, généralement indéterminables, car elles sont usées le long de surfaces de corrosion. Ces calcaires, dont on peut facilement détacher de grandes dalles d'un bel effet ornemental, étaient autrefois très activement exploités dans de grandes carrières au SE de Guillestre, dans la retombée de la nappe supérieure du Guil; c'est de là que proviennent les quelques Ammonites que l'on ait pu déterminer. Ch. LORY, y reconnaissant *Peltoceras transversarium*, en avait fait de l'Argovien; puis W. KILIAN crut pouvoir attribuer cette forme à une espèce voisine, *P. Fouqueti*, créée par lui pour des échantillons du Jurassique d'Andalousie qu'il croyait tithoniques. Après avoir confié à F. BLANCHET (9) une révision de cette faunule des marbres de Guillestre dans tout le Briançonnais, nous avons été conduits à revenir à l'opinion de Ch. LORY, et à assimiler le marbre de Guillestre à l'« Argovien rouge » bien connu dans les Préalpes médianes (en particulier en Cha-

³⁰ Très difficiles à distinguer de celles du Crétacé supérieur.

blais, sous le nom de « marbre de la Vernaz ». Et cela d'autant plus qu'au-dessus des marbres de Guillestre, le Malm briançonnais se termine par des *calcaires gris clairs à Calpionelles*, dans lesquels, au Col du Lauzon (nappe sup. du Guil entre La Roche-de-Rame et Arvieux), F. BLANCHET (6, 7) a décrit une riche faune d'Ammonites du Tithonique, à affinités carpatiques.

Enfin, dans le massif de Pierre-Eyraultz, L. MORET, E. RAGUIN et D. SCHNEEGANS (82) ont décrit dans le Malm de beaux faciès coralliens, montrant que le faite de la cordillère briançonnaise était ceinturé de récifs.

G) Le Crétacé.

Il répond à deux types principaux :

1° Un type « *externe* », caractérisé par la présence d'un « *Néocomien à Aptychus* », assez peu épais, passant en continuité, vers le bas aux calcaires du Malm, et vers le haut à un *Crétacé sup.* où se montre, surtout vers la base, le faciès « *couches rouges* », et qui est souvent gréseux dans les unités les plus externes (Piolit).

2° Un type « *interne* », représenté dans le Briançonnais proprement dit (à l'exclusion de ses unités externes), et caractérisé par l'absence du *Néocomien*. Le *Crétacé sup.* (marbres en plaquettes), souvent teinté de rouge et de vert, y est alors *transgressif*, soit sur le Malm, soit sur le Dogger, soit sur le Trias; et il débute souvent par de puissantes *brèches de base*.

La distinction de ces deux zones de faciès permet ainsi de résoudre les discussions qui ont eu lieu entre P. TERMIER et l'un de nous (L. M.) au sujet de l'âge et de la transgressivité des « marbres en plaquettes » (79, 80, 81, 124). Ce dernier, d'après des observations faites dans le « Briançonnais proprement dit » (carrières de Saint-Crépin), soutenait que les vrais « marbres en plaquettes » étaient transgressifs et exclusivement d'âge crétacé

sup.; P. TERMIER, au contraire, attribuait à ses « marbres en plaquettes » une extension stratigraphique bien plus grande et niait leur transgressivité par rapport au Malm; il faut ajouter d'ailleurs que le « passage latéral » du Malm aux marbres en plaquettes, signalé par P. TERMIER et J. BOUSSAC³⁷ au Serre des Hières, au-dessus du confluent Guisane-Durance, n'existe pas en réalité; en compagnie de D. SCHNEEGANS et E. RAGUIN, nous avons pu nous convaincre qu'il y avait là superposition ou juxtaposition de ces deux formations, qui restent bien distinctes, sans aucun passage latéral.

Mais l'opinion de P. TERMIER, inadmissible dans le Briançonnais proprement dit, reste justifiée, entre Vallouise et le Galibier, dans la zone que nous avons appelée depuis « subbriançonnaise »; car là cette zone est justement caractérisée par l'existence d'une série « *compréhensive* » Oxfordien-Crétacé sup.; les « marbres en plaquettes » de P. TERMIER avaient été ici fort justement notés par lui « *e-j* » sur la première édition de la feuille Briançon.

1° Zone subbriançonnaise.

a) Entre Vallouise et le Galibier.

Le Crétacé forme ici le sommet de la série mésozoïque « *compréhensive* » (Oxfordien-Flysch) des « marbres en plaquettes » (*e-j*) de P. TERMIER : c'est une série de *calcschistes* dont l'épaisseur apparente est beaucoup exagérée par des foisonnements tectoniques, et où alternent, en lits de quelques millimètres ou centimètres, des lits schisteux gris et des lits calcaires à cassure marmoréenne; l'ensemble a une patine très claire et, de

³⁷ Voir J. BOUSSAC (12).

loin, un aspect luisant caractéristique, bien reconnaissable dans la célèbre montagne de la Cucumelle, qui lui doit son nom, comme nous l'avons vu. Les couches supérieures, souvent teintées de rouge ou de vert, avaient déjà montré à W. KILIAN et P. TERMIER les Rosalines caractéristiques du *Crétacé sup.*; aucun fossile n'y indique le Crétacé inf. qui, à cause de la continuité de cette série, doit certainement y être représenté.

b) *Fenêtre de L'Argentière.*

Sur la série des calcschistes à zones siliceuses, qui représente ici le Malm, viennent des calcschistes gris clairs, à patine presque blanche, dans lesquels l'un de nous a découvert, au Mur des Vaudois (voir p. 93), des *lumachelles à Aptychus* indiquant presque à coup sûr le Néocomien sous un faciès connu dans les nappes préalpines suisses³⁸. Il semble ensuite y avoir un passage continu aux vrais « marbres en plaquettes » verts et rouges du Crétacé sup., magnifiquement développés dans les gorges de la Durance au-dessous de Queyrières.

c) *Digitation de Piolit.*

Le Crétacé forme ici, en particulier, la longue arête escarpée (Aiguille de Piolit) qui joint l'Arche de Piolit au sommet culminant de ce nom (31, 38, 39).

Les calcaires du Malm passent insensiblement à un complexe de bancs calcaires à taches violacées alternant avec des schistes gris, et riches en Bélemnites et *Aptychus* : c'est le *Néocomien*; des assises plus schisteuses et plus noires représenteraient peut-être un équivalent des « marnes aptiennes et albiennes » des

³⁸ Ce faciès très spécial est connu (V. PAQUIER) dans le Diois, à la limite du Valanginien et de l'Hauterivien.

faciès dauphinois. Puis viennent des *schistes rouges*, dessinant un long ruban (bien visible du village d'Ancelle) à la base des escarpements de l'Aiguille (fig. 13) : là on peut faire débiter le *Crétacé supérieur*, qui constitue tout le grand massif de l'Aiguille : ce sont ici des alternances de schistes noirs à Fucoïdes, de calcaires gréseux à spicules de Spongiaires et à Rosalines, et même de grès, dans lesquels l'un de nous a trouvé, sur l'arête même, un grand *Inocérane*, seul fossile macroscopique (avec quelques Bélemnites) qui ait jamais été rencontré dans le Crétacé sup. de toute la zone alpine interne des Alpes françaises³⁹.

d) *Cicatrice de Réallon - Saint-Clément.*

Nous mentionnerons seulement ici la coupe de la petite falaise dominant la route qui remonte la rive gauche de la vallée du Rabious, près des *Phasis de Châteauroux* (fig. 16); là l'un de nous (20) a observé, au-dessus de calc. du Malm à Bélemnites déjà remarqués par W. KILIAN, des calcschistes clairs qui lui ont fourni un magnifique échantillon de *lumachelle à Aptychus* (Néocomien); ces assises sont recouvertes en transgression par des grès grossiers à rares débris de grandes Nummulites.

Plus à l'E, les écaillés de *Saint-Clément*, dont nous reparlerons à propos du Nummulitique, nous ont montré (41), au-dessus d'une série Oxfordien-Néocomien très mal caractérisée, des calcaires sénoniens bien typiques à Rosalines (hameau des Clots).

e) *Digitations des Séolanes et du Morgon.*

Le Crétacé, bien moins épais qu'à Piolit, comporte encore un « Néocomien à *Aptychus* » bien caractérisé. C'est d'ailleurs au

³⁹ Rappelons que toute cette série jurassico-crétacée de Piolit était indiquée en Flysch sur la 1^{re} édition de la feuille Gap.

Chapeau de Gendarme que le Crétacé inf. a été signalé pour la première fois dans les zones internes par W. KILIAN.

Ce Crétacé inf. passe en continuité au Malm et aussi, semble-t-il, au Crétacé supérieur, représenté par des marbres en plaquettes à Rosalines qui ne sont plus ici gréseux et ressemblent déjà à ceux du Briançonnais.

f) *Digitation de Chabrières-Escouréous.*

Le Crétacé inf. y est inconnu, et les marbres en plaquettes du Crétacé sup., quand ils existent, transgressifs : c'est déjà le type briançonnais franc.

2° Zone du Briançonnais.

a) *Unités externes.*

Les marbres en plaquettes du Crétacé sup. y existent partout : ils semblent débiter, à *Roche-Charnière*, par des brèches de base à gros blocs ; nous ne savons rien de précis sur le Crétacé inf., en dehors de deux coupes typiques :

A la *Tête du Grand-Pré*, le Malm est surmonté en continuité par un Néocomien à *Aptychus* relativement mince (quelques dizaines de mètres), puis viennent des marbres en plaquettes sans brèche de base. Il en est de même à *Notre-Dame des Neiges*, où des Rosalines ont été découvertes par E. RAGUIN (99) dans des marbres en plaquettes teintés de rose ou de vert ; tout ce complexe mésozoïque (Jurassique sup.-Crétacé) avait été ici attribué par P. TERMIER à un « Trias moyen à faciès aberrant » (T sur la 1^{re} édition de la feuille Briançon).

b) *Unités internes.*

L'absence du Néocomien y est la règle générale, de sorte que le Crétacé sup. débute le plus souvent par de puissantes *brèches*

de base, à blocs de Trias, de Dogger et de Malm. Ces brèches sont bien développées à l'entrée de la vallée d'Escreins, près du hameau de La Madeleine (SE de Guillestre) ; elles appartiennent ici à la couverture de la nappe inf. du Guil, revenant à l'affleurement dans la « fenêtre d'Escreins ». Ces « *brèches de La Madeleine* » avaient été autrefois attribuées au Lias (brèche du Télégraphe) par W. KILIAN, puis au Jurassique sup. par F. BLANCHET (5), attribution rectifiée depuis par L. MORET et F. BLANCHET (81).

Citons encore le grand développement de ces brèches crétacées au *Pic de Mélézein* (SE de Briançon), où M. LUGEON les avait également rapportées au Lias (1^{re} édition de la feuille Briançon), et où D. SCHNEEGANS (105) signale des débris assez reconnaissables de Bélemnites. Dans ce même massif de Pierre-Eyraultz on peut aussi citer (82) la coupe du *Col du Lauzon* (entre Arvieux et La Roche-de-Rame), où des marbres en plaquettes gris à Rosalines, Bélemnites (?) et débris d'Inocérames (?) reposent sur les calcaires du Malm par l'intermédiaire d'assises de type « sidérolithique ».

Enfin, dans le massif du *Grand-Galibier*, et plus encore dans le massif des *Cerces* (106), les marbres en plaquettes du Crétacé sup., reconnaissables de loin à leurs vives couleurs, jouent un très grand rôle, constituant le sommet du Pic des Cerces, point culminant de tout le Briançonnais septentrional ; les brèches de base sont ici très développées et recouvrent souvent un véritable « Sidérolithique » qui s'infiltré dans les fissures des calcaires triasiques.

Parfois, il arrive que la transgression crétacée ne s'accompagne d'aucune brèche : c'est le cas en particulier à la *carrière du village de Saint-Crépin*, où les études de L. MORET et F. BLANCHET (81) ont permis de préciser, par les faunes microscopiques, la distinction des couches rouges appartenant, d'une part au Malm (Argovien rouge, Marbre de Guillestre, faunes à Radiolaires et Calpionelles), d'autre part au Crétacé sup. (marbres en plaquettes, faunes à Globigérines et Rosalines).

H) Le Nummulitique.

Un bouleversement total des éléments paléogéographiques se produit à la limite du Crétacé et du Tertiaire, causé par les « *plissements anténummulitiques* ». Toute la zone externe, bordure occidentale de l'avant-fosse alpine, émerge, et là une lacune importante, accompagnée souvent de discordance, sépare le Crétacé sup. du Tertiaire : ce dernier débute par le Priabonien transgressif décrit plus haut.

Dans la zone alpine interne, la question de la *limite du Crétacé et du Tertiaire* reste encore obscure en certaines régions : d'une part le Crétacé sup. n'y est caractérisé que par sa microfaune, et d'autre part on n'y connaît nulle part de fossiles tertiaires plus anciens que les grandes Nummulites lutétiennes; pourtant nous verrons qu'en certains points il semble y avoir *continuité de sédimentation* entre Crétacé et Flysch.

Une telle continuité avait été admise par nos prédécesseurs, et en particulier par J. BOUSSAC, dans un domaine très étendu, correspondant à peu près au bord externe des nappes de l'Embrunais-Ubaye : le passage se serait fait alors par une « série compréhensive », comportant un « Flysch calcaire » très épais. Mais nos recherches, et celles de D. SCHNEEGANS et de M^{me} GUBLER-WAHL, ont montré que, bien souvent, on avait confondu dans ce Flysch calcaire des sédiments d'âge très divers, comme nous l'avons déjà dit à propos du massif de Piolit et de l'écaille de la Batterie du Châtelard.

M^{me} GUBLER-WAHL (52), en particulier, a insisté sur la généralité de la « *transgression lutétienne* »; et actuellement les points où l'on pourrait être tenté d'admettre une réelle continuité de sédimentation entre Crétacé et Tertiaire sont très localisés, et réclameraient encore, à notre avis, de nouvelles études des microfaunes.

Ajoutons enfin que la stratigraphie du « Flysch » est, elle-même, indécise; de sorte que l'on est presque toujours réduit à la décrire en adoptant une nomenclature purement lithologique, qui est la suivante :

1° Le nom de *Flysch typique*, sans épithètes, sera réservé aux séries où alternent régulièrement des bancs schisteux et gréseux d'égale épaisseur (quelques centimètres à quelques décimètres), dessinant des stries caractéristiques sur les parois rocheuses : tel est, par exemple, le Flysch des Aiguilles d'Arves, que nous verrons à la Croix de Ciboui et dans le vallon des Roches-Noires, entre le Lautaret et le Galibier. D'ailleurs, déjà dans le Nummulitique autochtone de Dourmillouse, la partie supérieure, de beaucoup la plus importante, de ce Nummulitique, souvent désignée sous le nom de « grès du Champsaur » ou « grès d'Annot », répond aussi à cette définition du Flysch.

2° Quand l'élément argileux prédomine, on emploie l'expression de *Flysch noir*; presque toujours très broyé et laminé, et pouvant contenir des intercalations de conglomérats ou de brèches à grandes Nummulites (à galets cristallins), ce Flysch noir emballe souvent des blocs ou lentilles de roches mésozoïques diverses, restes de noyaux anticlinaux étirés et fragmentés : on parle en ce cas de « *Wildflysch* » (Flysch sauvage).

3° Souvent les bancs gréseux acquièrent de grandes épaisseurs, plusieurs mètres ou dizaines de mètres; tandis que les intercalations schisteuses se réduisent : ce sera alors le « *Flysch gréseux* ».

4° On trouve parfois, associés au Flysch noir, et spécialement près de sa base, des lentilles ou bancs, épais de plusieurs mètres ou dizaines de mètres, de calcaires vaseux à grain fin, à Foraminifères (Globigérines) : c'est le faciès « *Flysch calcaire* », propre à la zone subbriançonnaise. Il y est souvent très difficile à distinguer des calcaires sénoniens, si ceux-ci ne contiennent

pas les Rosalines caractéristiques⁴⁰ : là est la cause des confusions auxquelles nous avons fait allusion plus haut.

5° Enfin le *Flysch à Helminthoides* constitue un type très spécial. Ce sont en somme des calcschistes, où sur une énorme épaisseur (plus de 1.000 m.) s'entassent des alternances régulières de schistes secs, gris, peu argileux, et de calcaires un peu gréseux à grain fin, à cassure parfois marmoréenne (comme les marbres en plaquettes); à la surface des plaquettes calcaires abondent les empreintes énigmatiques appelées « Helminthoides » (*Helminthoidea labyrinthica*); on n'y a jamais, en outre, trouvé que des Chondrites sans valeur stratigraphique (connus depuis l'Oxfordien); les coupes minces n'y ont jusqu'à présent montré aucun microorganisme.

Au total, ce type de Flysch est peu argileux, relativement stable et résistant : de sorte que les montagnes de Flysch à Helminthoides, avec leurs pentes bien régulières, très ravinées, sans corniches qui en interrompent la continuité, donnent des paysages d'une sauvage majesté, dont la monotonie même fait la grandeur (voir pl. II-B). Au contraire, l'apparition du faciès Flysch gréseux se traduit immédiatement par un modelé en tours ruiniformes, un style « pagode d'Angkor ».

La répartition de ces divers types lithologiques dans nos zones structurales est la suivante :

1° Zone subbriançonnaise.

Le *Flysch noir*, qui prédomine ici, est très difficile à distinguer des « terres-noires », surtout à distance : ces dernières contiennent en effet des bancs ou lentilles grés-micacés et de

⁴⁰ Toutefois l'un de nous (L. M.) admet que des Rosalines non remaniées peuvent se rencontrer encore dans l'Eocène; elles ne seraient donc plus absolument caractéristiques du Sénonien.

minces lits de microbrèches calcaires, mais jamais de grès à gros grains de quartz, comme c'est le cas dans le Flysch : c'est en somme l'apparition en masse du quartz détritique qui permettra le plus souvent de caractériser le Flysch. Mais quand apparaît le *Flysch calcaire*, nous avons vu combien il était difficile de le distinguer de certains calcaires sénoniens.

a) Entre Vallouise et le Galibier.

Au sommet de la série compréhensive des calcschistes, et, semble-t-il, en continuité, se développent çà et là des *schistes noirs* plus argileux, avec bancs de grès fins (arête N de la Cucumelle, pentes du Col du Galibier); mais il est possible qu'en bien des points il s'agisse de schistes oxfordiens.

Par contre, c'est une écaille de *Flysch à Helminthoides* bien caractérisé qui se rencontre, comme nous l'avons vu, à la Pointe de La Mandette, sur l'arête à l'E du Col du Galibier (fig. 28); il est en effet probable que ce Flysch dépend ici, en réalité, de la zone subbriançonnaise, et non d'une unité briançonnaise externe laminée sous le front briançonnais (interne) du Grand Galibier.

b) Fenêtre de L'Argentière.

Il est possible que le Flysch soit représenté dans le noyau subbriançonnais de cette fenêtre par des *brèches à galets cristallins* que l'un de nous, en compagnie de D. SCHNEEGANS (43), a observées dans le complexe d'assises très laminées qui forme le bord SE de la fenêtre, sur la rive gauche de la Durance, au voisinage des conduites forcées de l'usine de L'Argentière.

c) Cicatrices et massifs subbriançonnais de l'Embrunais-Ubaye.

Il convient de signaler à part les *écailles de Saint-Clément*, dans lesquelles se trouve un des gisements de grandes Nummu-

lites les plus célèbres de toutes les Alpes. Il fait partie d'un complexe d'écaïlles que nous visiterons (p. 217), où le *Lutétien à grandes Nummulites* se montre transgressif sur le Sénonien et surmonté par un complexe de schistes, de grès et de calcaires à petites Nummulites de type *priabonien* (41). Malgré ces faciès très « externes », nous conviendrons de laisser ces écaïlles dans la zone subbriançonnaise, à cause de la présence du Lutétien.

D. SCHNEEGANS a observé des calcaires à petites Nummulites sans doute analogues sur la rive gauche de la Durance, au-dessus de *Saint-Sauveur*, dans la cicatrice des Orres.

Si l'on fait abstraction de ces petites écaïlles, à affinités très « externes », on peut dire que dans la zone subbriançonnaise c'est le *Flysch noir* typique qui prédomine : il apparaît, soit dans quelques grands noyaux synclinaux (Grand Morgon), soit plus souvent à l'état de coussinets entre les écaïlles : ainsi c'est généralement lui qui emballe les blocs mésozoïques disséminés dans les « cicatrices ». Là sa distinction d'avec les terres-noires autochtones est particulièrement difficile, de sorte que D. SCHNEEGANS a dû, en beaucoup de points, rectifier le contour de la base des nappes tracé par E. HAUG. A plus forte raison les contacts stratigraphiques normaux sont-ils très rarement visibles.

Au *Forest des Estaris*, à l'E d'Orcières, nous avons vu (32) le Flysch débiter par des grès grossiers, à grandes Nummulites, ravinant des calcaires à Globigérines sénoniens. Au-dessus de *Pont du Fossé*, des lentilles de Flysch calcaire éparses dans le Flysch noir à la base des nappes nous ont fourni des Orthophragmines et des *Nummulites incrassatus* (forme surtout priabonienne) bien conservées (76).

Dans le *massif de Piolit*, l'extrême avancée des nappes vers l'W est marquée par un front de Flysch noir qui vient recouvrir le Nummulitique autochtone de la Tour Saint-Philippe (gisement dit de Faudon); là, dans les pentes qui dominent au N le Lac Faudon (fig. 14), ce Flysch contient de beaux conglomérats

à galets cristallins; tandis que dans le bas du ravin qui monte d'Ancelle au Col de Moissière, il prend le faciès de Wildflysch à « blocs exotiques » (fig. 12 et pl. IV). Au contraire, sur le versant S de l'Arche de Piolit, D. SCHNEEGANS a noté des bancs épais de Flysch calcaire à petites Nummulites.

Rappelons enfin que le long de ce bord des nappes, sur les deux versants de l'entrée de la vallée d'Ancelle, nous avons déjà signalé la présence de masses importantes de Flysch à Helminthoïdes, peut-être non en place dans les écaïlles, et qui proviendraient alors d'un charriage de la grande couverture de Flysch de l'Embrunais (v. p. 78).

Dans le *massif du Morgon*, la digitation inférieure, celle des *Séolanes - pli du Cap*, nous montrera, dans le pli du Cap (pl. III), la base du Flysch formée par de magnifiques grès lutétiens à grandes Nummulites transgressifs sur le Malm corallien qui caractérise cette unité et se creuse ici de fissures ou poches remplies de « Sidérolithique ». C'est à cette même unité que doivent se rapporter sans doute les brèches à grandes Nummulites qui affleurent au milieu des éboulis près de Champcontier, au-dessus des grès d'Annot autochtones.

Dans la *digitation du Morgon*, dont fait partie l'écaïlle de *Dramonasq*, D. SCHNEEGANS a récemment découvert dans cette écaïlle une coupe qui lui aurait montré une *série absolument continue*, partant de calcaires sénoniens à Rosalines et Globigérines, pour aboutir à un Flysch calcaire à petites Nummulites (éocène inf. ?). Ainsi, dans ce « *sillon de Dramonasq* », déjà individualisé au Secondaire, une petite fosse marine aurait persisté à la limite du Secondaire et du Tertiaire entre la cordillère des Séolanes et la cordillère briançonnaise⁴¹.

Enfin, dans la digitation sup. ou de l'*Escouréous-Chabrières*,

⁴¹ Peut-être est-ce le prolongement N de ce sillon qui s'étendait dans la « zone subbriançonnaise entre Vallouise et le Galibier », où nous avons admis que la série compréhensive pouvait monter jusque dans le Flysch.

il semble qu'au-dessus du Flysch noir la couverture du Mésozoïque soit couronnée par le Flysch à Helminthoïdes : ce serait le bord externe du grand synclinal de Flysch à Helminthoïdes, dans lequel nous allons pénétrer maintenant.

2° Zone du Flysch de l'Embrunais-Ubaye.

Elle est formée par une immense accumulation de *Flysch à Helminthoïdes*, à la base duquel apparaît, le séparant des bordures mésozoïques, un liseré de *Flysch noir*. Ce liseré est très étroit sur le bord externe, dont nous venons de parler; il est au contraire très large sur le bord interne, contre le Briançonnais. Là, le long de la retombée du flanc W de la nappe supérieure du Guil, le front de cette nappe, accidenté de plusieurs digitations, vient s'enfouir dans une épaisse masse de Flysch noir; celle-ci se traduit par une large dépression qui, correspondant en gros au Col de Vars, atteint l'Ubaye à Saint-Paul-sur-Ubaye.

Au N de la Durance, dans les montagnes qui dominent Embrun, Châteauroux et Saint-Clément, ce Flysch à Helminthoïdes semble passer latéralement à un *Flysch gréseux*, sans qu'il soit possible de tracer une limite précise entre ces deux formations. Ces « grès de l'Embrunais » ressemblent d'ailleurs beaucoup aux grès du Champsaur ou grès d'Annot de l'autochtone.

Aucun fossile ne permet ici de dater cette puissante formation : disons seulement que le Flysch à Helminthoïdes nous apparaît toujours comme le terme le plus récent de toute la zone alpine interne; il n'est jamais surmonté par rien; nous conviendrons de le laisser dans l'Eocène, comme les grès du Champsaur et les grès d'Annot.

3° Zone du Briançonnais.

Nous savons déjà qu'on peut la considérer comme le tréfonds mésozoïque du Flysch de l'Embrunais, réapparaissant ici dans

cette zone « anticlinale ». Le Flysch s'y réduit ainsi à quelques noyaux synclinaux, diminuant d'importance vers le N : le Flysch noir de la base s'y développe donc, tandis que le Flysch à Helminthoïdes du sommet s'y réduit.

Le contact de ce Flysch avec les marbres en plaquettes du Crétacé sup. n'a pas été suffisamment étudié. Il semble qu'en bien des points il y ait une lacune, soulignée par des brèches de base du Nummulitique; tel serait le cas des *brèches à Nummulites indéterminables* signalées par F. BLANCHET dans le versant S du massif d'Escreins. Nous avons également observé des brèches à grandes Nummulites dans la bande de Flysch qui, sur le versant SW de la Tête de Gaulent, sépare ici le flanc inverse de la nappe de Champcella d'avec la nappe de Roche-Charnière ⁴².

Enfin W. KILIAN a fait connaître depuis longtemps, sur la route de Montdauphin à la Batterie du Gros (rive droite des gorges du Guil), des *brèches à blocs cristallins*; mais ces brèches se montrent ici intercalées au sein du Flysch du flanc E du synclinal de Guillestre, et non à la base de ce Flysch.

Bien développé dans le massif de Pierre-Eyrantz, en particulier sous le Col de Moussière et dans le synclinal du Puy, le Flysch n'existe plus dans les synclinaux du Grand-Aréa et du Grand-Galibier, trop profondément vidés par l'érosion; mais il est probablement représenté dans le massif du Vallon (extrémité S du synclinal des Cerces) par des schistes noirs très épais dont l'étude serait à reprendre.

Dans les unités briançonnaises inférieures (nappe de la Tête du Grand-Pré par ex.), où les schistes oxfordiens sont encore

⁴² Enfin, bien plus au S, J. BOUSSAC [(12), p. 235] a signalé des calcaires à Lithothamnium et petites Nummulites au Col du Sautron près Larche. Ces trois gisements à Nummulites constituent les seules trouvailles de fossiles que l'on ait faites dans le Tertiaire de la zone du Briançonnais, puisque nous sommes conduits à admettre que le gisement de Saint-Clément dépend de la zone subbriançonnaise.

représentés, ces schistes avaient été méconnus par nos prédécesseurs et rattachés systématiquement au Flysch : nous avons vu ainsi (22) que le synclinal de Flysch indiqué par P. TERMIER à la Tête du Grand-Pré était en réalité une bande d'Oxfordien régulièrement intercalée entre Dogger et Malm (pl. II-A). Une révision soigneuse de tout le « Flysch » de cette zone s'impose donc, en particulier aux abords de la 4^e écaïlle.

CHAPITRE III

LES ALLUVIONS ET LES MORAINES¹

I. — Les alluvions des hauts plateaux (Pliocène ?).

La *mer pliocène* n'est pas entrée dans le bassin tertiaire de Digne-Forcalquier; venant de la vallée du Rhône, un étroit golfe (ou rias, non fjord) durancien s'est seulement avancé jusqu'au bassin de Saint-Christophe, au S de Cadenet (versant méridional du Luberon).

Toutefois certains géologues² attribuent au Pliocène les limons et cailloutis qui couronnent le Pontien continental de ce bassin, et donnent aux grands *plateaux de Riez et Valensole* leur profil rectiligne si caractéristique.

En amont de Sisteron, dans les régions que nous parcourrons, on convient de rattacher au Pliocène les *alluvions* continentales *plus anciennes* (et plus hautes) que toutes les anciennes mo-

¹ L'étude d'ensemble la plus complète est encore celle de PENCK et BRÜCKNER (88). L'ouvrage posthume de David MARTIN (74 bis) contient une foule de renseignements locaux très intéressants, mais dont les interprétations ne devront être acceptées qu'avec prudence. Enfin, le travail de DE LINAGE (68) est surtout une description très soignée des formes du terrain, sans que l'auteur ait pu (ou osé) en tirer des conclusions d'ordre géologique.

² Références bibliographiques dans M. GIGNOUX (24), p. 590, note 1; on y ajoutera une note très intéressante de J. REPÉLIN (*C. R. Soc. Géol. de France*, 5 février 1934); ce géologue laisse dans le Miocène toute la masse des alluvions des plateaux de Riez et Valensole.

raines de la Durance et que les terrasses qui dépendent de ces dernières; il n'y a malheureusement pour cela aucun argument paléontologique.

Au N de Sisteron, entre Mison et Le Poët, des poudingues très durs, s'élevant jusqu'à 150 m. au-dessus des vallées actuelles, ont été ainsi indiqués en Pliocène sur les cartes géologiques; reposant directement sur les terres-noires, ils servent parfois de soubassement aux moraines les plus anciennes³, et surtout ils paraissent bien s'élever (*château de Mison*) au-dessus du sommet des vallums morainiques les plus hauts (fig. 5). Ici, ces moraines « ravinent » donc ces alluvions : c'est-à-dire que ces dernières sont antérieures à la grande période de creusement qui a précédé l'avancée des glaciers, période que l'on peut (?) considérer comme inaugurant l'ère quaternaire.

Des conditions analogues se retrouvent bien plus nettement encore en amont de Serre, dans la région de confluence des deux Buech : là les deux plateaux du *Bois de Cellas* et des *Egaurx* dominent les vallées de 180 m. environ, tandis que les plus anciens lambeaux morainiques des environs de Veynes restent indubitablement en contre-bas; les cailloux cristallins altérés qu'on y trouve prouvent qu'il s'agit là d'une très ancienne Durance, arrivant par le seuil de La Freyssinouse; elle recevait, à l'W de Veynes, un « Grand Buech pliocène », dont les alluvions, de provenance locale, se retrouvent encore en un petit lambeau sur la rive gauche, au-dessus du Pont-La-Dame.

II. — Histoire de l'ancien glacier de la Durance.

En l'absence à peu près totale de dépôts fossilifères intéressants, l'histoire du Quaternaire se réduit à celle des vicissitudes

³ Là il est impossible de les distinguer des « alluvions de progression » ris-siennes dont nous parlerons plus loin.

de l'ancien glacier de la Durance et de ses affluents; mais au N s'écoulait l'ancien *glacier du Drac*, dont nous devons aussi dire quelques mots.

En effet, au moment des *maxima glaciaires*, la large dépression du *Col Bayard* et du *Col de Manse* était entièrement noyée, de sorte que par ces cols les deux nappes de glace du Drac et de la Durance se réunissaient : ce sont des « cols de diffuence glaciaire ».

En aval, les glaciers de la Durance et du Drac étaient largement séparés par le Massif du Dévoluy : les moraines, qui y sont très développées, ont été déposées par les glaciers locaux⁴; tout juste quelques blocs cristallins indiquent-ils un ancien reflux du glacier du Drac en Dévoluy oriental [P. LORY (72)].

Beaucoup plus nettes sont les traces d'invasions de ce même glacier en Bochaine Nord-occidentale (P. LORY) : par le *col de la Croix-Haute* (1177 m.) il a poussé un bras de diffuence dont les moraines wurmiennes s'allongent jusque près de la gare de Lus et dont une extension antérieure (Mindel ou Riss), autrement forte, est révélée par les blocs alpins qu'elle a semés jusqu'au-dessus de Saint-Julien-en-Bochaine et jusqu'un peu en aval, dans le vallon de Beaumugne.

Quant au *glacier de la Durance*, arrivé dans la région de Savines-Chorges, il se subdivisait en deux branches, à peine séparées par le dôme de Remollon, dont seuls les plus hauts sommets ont dû rester libres de glace au moment des plus grandes extensions.

La branche méridionale suivait la vallée actuelle de la Durance de Savines à Tallard, et, là, se réunissait à la branche septentrionale qui, par le sillon de Gap, avait contourné le dôme de Remollon par le N.

⁴ Plusieurs névés permanents ont prolongé jusqu'à notre époque la trace de ces glaciers du Dévoluy (Carte E. M. F., P. LORY, A. BOURGIN).

Mais à son tour, cette branche septentrionale, dépassant le niveau du seuil de La Freyssinouse, envoyait par ce seuil dans le bassin du Petit Buech une langue glaciaire qui s'est avancée jusqu'aux environs de Veynes.

En aval, le glacier principal de la Durance a dû remplir toute la dépression de Laragne-Sisteron; il recouvrait donc ici, non

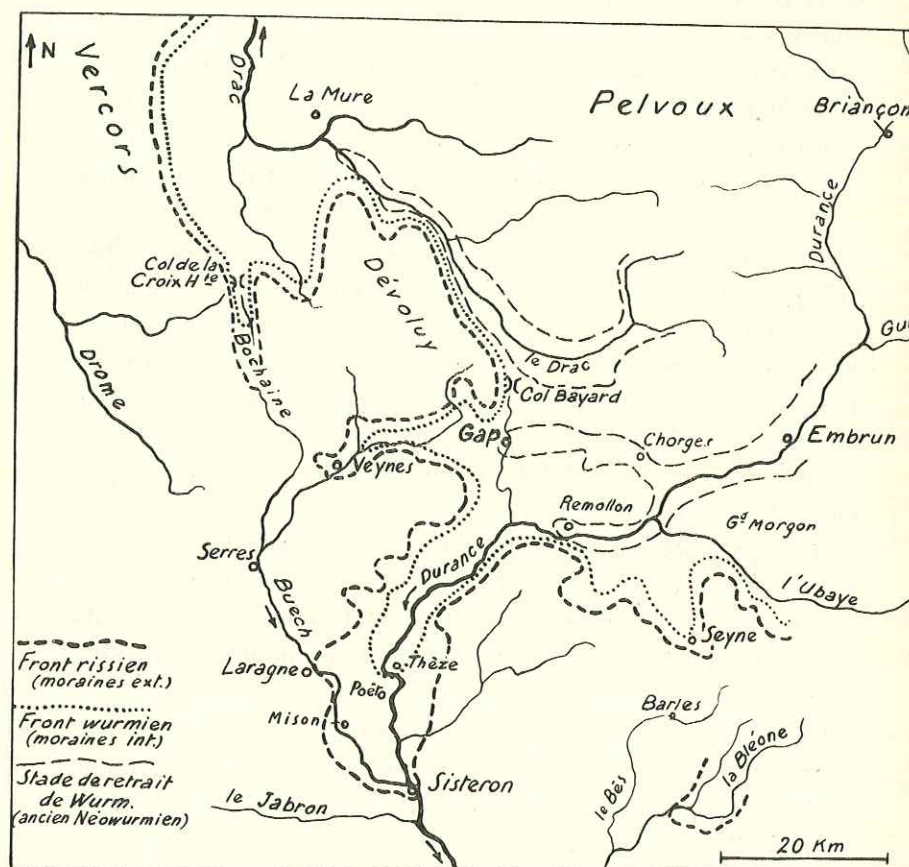


FIG. 4. — CARTE SCHÉMATIQUE DES FRONTS GLACIAIRES DANS LES BASSINS DE LA HAUTE DURANCE ET DU HAUT DRAC.
(Principalement d'après PENCK et BRÜCKNER, W. KILIAN, E. HAUG, Ch. et P. LORY.)

Les glaciers locaux ne sont pas indiqués.

seulement la vallée actuelle de la Durance, mais aussi la vallée inférieure du Buech, en aval de la cluse de Serres; il y a donc dans le bassin du Buech toute une partie moyenne, celle comprise entre Veynes et Serres, qui a dû rester toujours libre de glace, alors qu'en amont et en aval la vallée était glaciée : c'est là un cas assez exceptionnel.

Reprenons maintenant, en commençant par les moraines les plus externes, l'histoire des fronts glaciaires successifs de ces différentes branches (voir fig. 4).

A) Dépression terminale de Laragne-Sisteron.

1° Moraines externes.

Entre Laragne et Sisteron, les vallées actuelles du Buech et de la Durance sont séparées par une ligne de collines (fig. 5) qui vient se terminer au S, aux portes de Sisteron, par l'étroit promontoire du Château d'Entrais. Les parties culminantes de ces collines (sauf le château de Mison, voir plus haut) sont formées par des moraines, dont les vallums dessinent un « paysage morainique », d'ailleurs assez défraîchi. L'arrivée de ce glacier a été précédée d'une période d'alluvionnement, car, sous les moraines et les séparant, dans les points bas, de la roche en place, on voit s'intercaler des *alluvions antéglaciaires* (a^{1a} des cartes géologiques); déposées peut-être pendant que les glaciers s'avançaient déjà de l'amont, elles sont souvent qualifiées d'« alluvions de progression ».

Ces « *moraines externes* », les plus anciennes et les plus élevées, peuvent être conventionnellement attribuées au « *Riss* ».

On admet généralement que ce glacier rissien n'a pas dépassé la cluse de *Sisteron*, car en aval on n'a plus qu'un paysage de terrasses. La plus élevée de ces dernières, la « *haute terrasse* », bien développée sur la rive gauche (terrasse de Saint-

Pui, à 100 m. au-dessus de la Durance), où elle est suivie par la route de Sisteron à Volonne, peut être raisonnablement synchronisée avec les moraines externes : ce serait une « terrasse rissienne ». Ses talus et sa surface sont parsemés de gros blocs rocheux, souvent qualifiés d'« erratiques » (voir feuille Digne); mais cette surface, parfaitement aplanie, n'a rien de morainique. Et quant aux blocs, on peut expliquer leur transport par des crues des torrents latéraux à forte pente ou des débâcles glaciaires; néanmoins on les a souvent considérés comme prouvant que le glacier avait débordé en aval de la cluse de Sisteron.

Cette opinion a été récemment reprise par R. BLANCHARD (3, 4). Ce dernier a appelé l'attention sur le tracé « anormal » du cours inférieur du Jabron, affluent de rive droite de la Durance en aval de Sisteron. Ce torrent, au lieu de continuer à suivre la large dépression de marnes aptiennes qui le conduirait directement à la Durance, tourne au S et s'enfonce dans une gorge étroite, creusée dans les calcaires barrémiens et hauteriviens. R. BLANCHARD considère ce tronçon inférieur du cours du Jabron comme « épigénique »; l'ancienne vallée aurait d'abord suivi la dépression aptienne; puis le glacier de la Durance, s'avancant au delà de la cluse de Sisteron, aurait barré cette ancienne vallée et forcé le Jabron à s'ouvrir une issue vers le S. Néanmoins cette ingénieuse interprétation nous paraît difficilement admissible : la roche en place, dans le seuil qui barre l'ancienne « vallée préglaciaire » du Jabron, s'élève jusqu'à 100 m. au-dessus du fond des vallées actuelles; or, avant l'arrivée des glaciers, les vallées étaient déjà creusées presque aussi profondément (sinon plus) que les vallées actuelles; donc le Jabron devait, dès cette époque, avoir un cours inférieur voisin de son cours actuel; et les glaciers ne sont pour rien dans le tracé de ce dernier.

Nous n'avons donc aucune raison décisive pour admettre que le glacier a franchi la cluse de Sisteron.

2° Moraines internes.

Le promontoire de moraines anciennes qui, entre Mison et Sisteron, sépare le Buech de la Durance, est limité du côté de ces deux rivières par de raides talus d'érosion (fig. 5); entre ce talus et la Durance s'étend une vaste terrasse d'alluvions (*a^{1b}*), dominant de 30 m. environ le cours d'eau actuel : c'est la « basse terrasse », qui se retrouve sur les deux rives, en aval de Sisteron, en contre-bas de la « haute terrasse ». En amont, aux environs du *Poët* sur la rive droite et de Thèze sur la rive gauche, la surface plane de la basse terrasse passe à une topographie doucement ondulée : ce sont les vallums des « moraines internes », qu'on conviendra de qualifier de « wurmiennes ». A ce moment le glacier de la Durance est définitivement confiné dans sa vallée et n'envahit plus la basse vallée du Buech.

Ces moraines wurmiennes témoignent d'ailleurs d'une notable avancée glaciaire, d'une véritable « période glaciaire » bien individualisée. D'abord elles sont séparées des moraines anciennes par une importante période d'érosion, se traduisant par un talus au pied duquel la roche en place apparaît souvent. De plus, le soubassement des moraines wurmiennes est, jusqu'à Tallard au moins, constitué par des « alluvions de progression » (*a^{1b}*) montrant que le front glaciaire avait, avant le Wurm, reculé au loin vers l'amont.

Bref, les rapports entre ces deux complexes fluvio-glaciaires emboîtés sont exactement les mêmes que ceux qui existent entre moraines externes et internes sur le front de l'ancien glacier Rhône-Isère dans les plaines lyonnaises et dauphinoises.

B) Cluse de Veynes.

Le « front rissien », correspondant au maximum d'extension des glaciers, est ici très difficile à préciser; les dépôts morai-

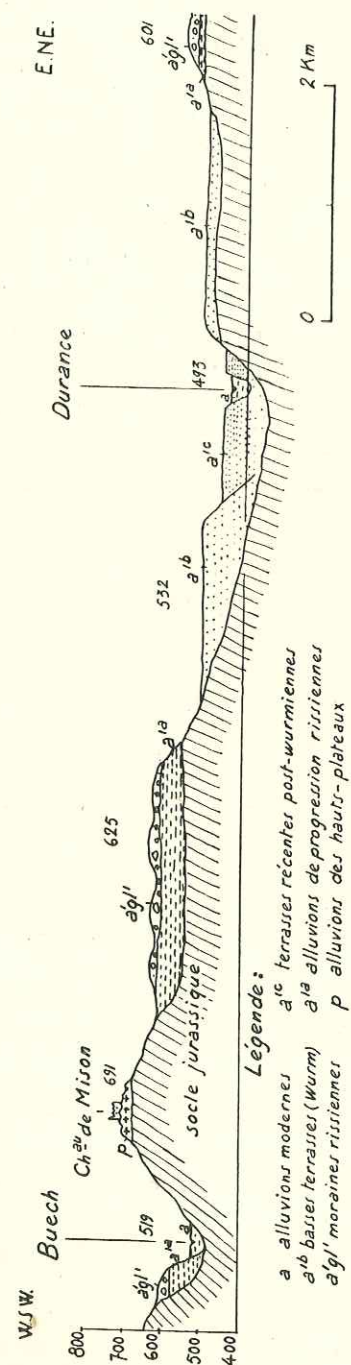


FIG. 5. — COUPE TRANSVERSALE SCHÉMATIQUE DES TERRASSES ET MORAINES DE L'ANCIEN GLACIER DE LA DURANCE, UN PEU EN AMONT DU CONFLUENT BUECH-DURANCE AU N DE SISTERON.
(D'après la feuille Le Buis au 1/80.000°.)

N. B. — Les alluvions *a^{1a}* sous les moraines ont été parfois rapportées en partie au Pliocène.

niques les plus externes ont été signalés par PENCK et BRÜCKNER au *Col de Saint-Marcellin*⁵, franchi par la route de Veynes à Grenoble entre ce hameau et le Pont-La-Dame; il y a là dans les prairies quelques blocs erratiques; les alluvions (*a^{1a}*) figurées ici par la feuille Gap seraient donc en partie des moraines, dont les relations avec les lambeaux de haute terrasse (*a^{1a}*) si nets entre Veynes et Serre n'apparaissent pas clairement. En tout cas les « paysages de terrasses », si typiques en aval de Veynes, font place en amont de ce bourg à des « paysages de moraines ».

Les premiers vallums morainiques bien nets apparaissent dans la région de Montmaur (Ch. LORY); la crête allongée qui, au SW de ce village, vient côtoyer la rive gauche du torrent de Labéous, semble bien dessiner une moraine frontale : ce serait le « *stade de Montmaur* », duquel dépendrait la petite butte-témoin, morainique, de la chapelle Sainte-Philomène.

Plus en amont, une coupe très intéressante se montre, sur le versant N de la cluse, entre La Roche-des-Arnauds et La Freysinouse (fig. 10). L'immense *plateau de Corréo*, avec sa surface vallonnée, est formé de *moraines anciennes* (*a^{1gl}* sur la feuille Die, *a^{1gl}* sur la feuille Gap); dans leur soubassement apparaissent des *alluvions* (*a¹⁻¹* feuille Die, *p* feuille Gap) conglomérées en poudingues dont les bancs sont parfois très inclinés vers le S; PENCK et BRÜCKNER y ont vu des formations de *delta*, déposées alors que le glacier de la Durance en voie de progression barrait le débouché du Buech venant du N. Enfin, sous ces alluvions, la roche en place affleure fréquemment, formant le pied du grand talus d'érosion qui domine le fond de la cluse. Ce dernier est rempli de *moraines récentes*, ou « internes », donnant un paysage morainique d'une fraîcheur exceptionnelle, avec vallums et dépressions marécageuses, car cette « vallée morte »

⁵ Cote 908 de la feuille Die.

n'a été entamée par aucune érosion postglaciaire : ce sont les moraines du « seuil de La Freyssinouse », tout à fait comparables aux moraines du seuil de Rives en aval de Grenoble.

On peut donc, conventionnellement, qualifier de « wurmiennes » les moraines de La Freyssinouse, et de « rissiennes » celles du plateau de Corréo, qui correspondraient dès lors au « stade de Veynes » (Col de Saint-Marcellin). Quant au « stade de Montmaur », on pourrait y voir des « moraines intermédiaires », comparables aux moraines intermédiaires du stade de La Côte-Saint-André pour le glacier de l'Isère; il semble plus simple d'en faire un « maximum wurmien ».

C) Pourtour du dôme de Remollon.

Sur le dôme de Remollon, et le long du sillon de Gap, la distinction des moraines rissiennes et wurmiennes est très difficile à préciser. Il paraît raisonnable d'attribuer au *Riss* seulement les moraines qui recouvrent les points culminants du dôme (par exemple le sommet 1685 au SE d'Avançon, alors que le Jurasique ressort plus au S à la cote 1726 seulement, maximum d'altitude du dôme), et ont été notées a^1gl^a sur la feuille Gap par E. HAUG. C'est à ce moment qu'un lobe du glacier de la Durance-Ubaye, débordant par Montclar au S de leur confluent, a dû s'étendre jusque dans le bassin de Seynes.

En tout cas, on peut admettre qu'au *Wurmien* le glacier de la Durance et celui du Drac se réunissaient encore par-dessus la large dépression du Col Bayard et du Col de Manse; de ce vaste plateau glaciaire, le Puy de Manse devait émerger comme un nunatak. Puis le glacier en retrait a dû abandonner les seuils du Col Bayard et de La Freyssinouse, déposant en contre-bas une succession de moraines latérales d'une magnifique conservation; entre Gap et le Col Bayard, David MARTIN a compté jusqu'à 15(?) vallums échelonnés.

Finalement le glacier a dû se trouver réduit à deux langues, celle du sillon de Gap, s'avancant jusqu'à cette ville, et celle de la cluse de la Durance, s'arrêtant entre Tallard et Remollon.

Le bassin dans lequel s'étale la ville de Gap a bien l'allure d'une « cuvette terminale »; car, en aval, la vallée de la Luye, qui draine ce bassin, s'en échappe par une gorge d'érosion récente, visiblement postglaciaire. Allant plus loin, E. HAUG a cru pouvoir individualiser un « stade de Gap », ou « moraines de la récurrence »; il s'est basé pour cela uniquement sur des observations faites au S de Gap, le long de la route qui suit la vallée de la Luye. Là, entre les mots « Marchon » et « Les Poncets » de la Carte d'Etat-Major, E. HAUG a décrit un complexe fluvio-glaciaire, cartographié par lui sur la feuille Gap. Au point 732, le fond du sillon de Gap est occupé par des moraines (a^1gl^c) dans lesquelles HAUG [(55), p. 1849, fig. 479] croit reconnaître des vallums frontaux; de ce front morainique découlerait une terrasse d'alluvions (a^1c) située en contre-bas des moraines wurmiennes a^1gl^b qui remplissent tout le sillon; ce complexe fluvio-glaciaire a^1gl^c , a^1c , postwurmien, est naturellement entamé par l'érosion récente de la Luye : sur les berges de cette rivière on verrait, d'après HAUG, ces moraines a^1gl^b reposer sur des alluvions « interstadias » a^1i^b qui se prolongent à l'aval dans le socle de la terrasse a^1c ; à ces alluvions sont d'ailleurs associés des tufs.

Ainsi le dépôt des moraines a^1gl^c aurait été précédé d'une phase de retrait glaciaire au cours de laquelle se seraient déposées les alluvions interstadias a^1i^b ; d'où le nom de « moraines de la récurrence ».

Sans vouloir contester formellement les conclusions de HAUG, nous devons dire qu'elles ne nous paraissent pas s'imposer avec netteté : les alluvions a^1i^b donnent l'impression d'une terrasse locale de la Luye, postglaciaire, qui, en certains points, aurait été recouverte par des dépôts à allure morainique, avec blocs erratiques, résultant seulement de ruissellements superficiels ou de glissements des moraines wurmiennes revêtant toutes les pentes.

Bref le « stade de Gap » ne nous paraît pas avoir plus d'individualité qu'un quelconque des innombrables stades de retrait de la glaciation wurmienne. Ajoutons que, dans la cluse de la Durance entre Remollon et Tallard, E. HAUG avait considéré les lambeaux de très basse terrasse (*a*¹) des environs de Malcol comme dépendant aussi de son « stade de la récurrence ».

D) En amont d'Embrun.

Entre Embrun et Châteauroux, puis à Montdauphin, on retrouve dans le fond de la vallée de puissantes *alluvions* tout à fait typiques, nullement argileuses, avec galets bien roulés et agglomérés en poudingues; leur base atteint le talweg actuel et leur sommet le domine d'environ 100 m.; elles forment les falaises abruptes du « Roc d'Embrun » et du « Rocher de Montdauphin ». Leur surface supérieure est parfois polie et striée, et recouverte, en discontinuité, de moraines. A leur base, W. KILIAN a signalé aussi, sous le Roc d'Embrun, des moraines argileuses, de sorte que ces alluvions sont comprises entre deux moraines.

E. HAUG, puis W. KILIAN, les assimilaient aux alluvions « interstadiques » immédiatement antérieures au « stade de Gap »; aussi, sur la feuille Gap, sont-elles notées *a*^{1b}. Et le Glaciaire qui les recouvre était synchronisé par W. KILIAN avec le « Néo-wurmien » défini par lui dans le bassin du Rhône; ainsi les alluvions d'Embrun et de Montdauphin devenaient contemporaines des alluvions à lignites connues depuis longtemps au Bois de la Bathie à Genève et des lignites de Voglans près Chambéry. Nous continuons à admettre, d'ailleurs sans preuves formelles, et surtout pour des « arguments de sentiment », cette assimilation. Mais, considérant aujourd'hui les alluvions de Genève et de Chambéry comme antéwurmienne⁶, nous sommes

⁶ Voir M. GIGNOUX et F. BOURDIER (*C. R. Acad. des Sc.*, 25 janvier et 1^{er} février 1937).

conduits à attribuer ce même âge aux alluvions d'Embrun et de Montdauphin, que nous pourrions dès lors qualifier d'« *inter-glaciaires* ».

Dans cette hypothèse, la presque totalité des moraines qui revêtent les flancs de la vallée de la Durance seraient wurmiennes ou du retrait de Wurm; le Riss aurait été presque totalement enlevé au cours de la grande période d'érosion qui a précédé le dépôt des alluvions interglaciaires: on ne pourrait plus lui attribuer avec certitude que les rares lambeaux de moraines de fond subsistant encore sous ces alluvions. Il est probable également (D. SCHNEEGANS) que le Glaciaire revêtant les hauts plateaux du Morgon, à plus de 2000 m. d'altitude, doit être rattaché au Riss.

Comme d'ordinaire, le glacier principal de la Durance a dû s'avancer dans le fond de la vallée actuelle alors que les glaciers locaux affluents n'arrivaient pas encore à le rejoindre; les torrents affluents avaient à ce moment leur cours inférieur barré par le glacier de la Durance: ainsi s'explique qu'au débouché des *vallons latéraux*, la base du remblaiement morainique est souvent formée par des *argiles* fines, bien litées, d'aspect lacustre, déposées ainsi dans des « lacs de barrage glaciaire ». C'est ce que l'on peut voir, par exemple, dans les vallées de Théus, de Saint-Clément et de Châteauroux.

Au débouché du vallon de *Montgenèvre* dans la vallée de la Clarée, près de Val des Prés, on observe de même, sous les moraines, des assises épaisses de *poudingues* alluviaux: PENCK et BRÜCKNER les ont considérés comme des dépôts de barrage, datant d'un moment où le glacier de la Clarée obturait le débouché du vallon de Montgenèvre libre de glace.

Nous nous réservons de signaler au cours de la description de nos itinéraires les particularités relatives à la morphologie glaciaire, aux vallées épigéniques, etc...

DEUXIÈME PARTIE

DESCRIPTION GÉOLOGIQUE DES ITINÉRAIRES ¹

I. — Le site de Sisteron et ses environs

(feuilles Le Buis et Digne).

L'étroite cluse par où la Durance, à Sisteron, s'échappe de la vaste dépression de Laragne, apparaît vraiment, au voyageur venant du N, comme la « *porte de la Provence* » : frontière climatique d'abord, où se montrent les premiers oliviers ²; frontière géologique aussi, car peu en aval de cette cluse on entre dans l'immense *bassin tertiaire Forcalquier-Digne*, lequel sépare les Alpes de la « Provence calcaire », comme, plus au N, le bassin miocène savoisien et suisse les sépare du Jura.

Ces deux bassins ont été le siège de « *subsidences* » qui se sont continuées jusque vers la fin du Miocène; GOGUEL (51) a évalué à 2000 m. la puissance de la Mollasse dans le centre du bassin de Digne. Et le bras de mer miocène périalpin, qui depuis Vienne accompagnait fidèlement le bord N de la chaîne alpine, s'éloigne ici momentanément de son bord SW, puisque

¹ Voir pl. VIII.

² R. BLANCHARD, La limite septentrionale de l'olivier dans les Alpes françaises (*La Géographie*, t. 22, 2, 1910).

le Miocène marin, inconnu à la fois dans la Provence calcaire et dans la Provence cristalline, se retrouve aux bords de la Méditerranée près d'Antibes, là où le bord externe des Alpes arrive lui-même à la mer. Les puissantes accumulations de cailloutis, ceux de la « mollasse rouge » oligocène, puis ceux des poudingues pontiens de Riez-Valensole, qui sont venus remplir cette fosse de subsidence de la moyenne Durance, représentent des « alluvions de piedmont » [A.-F. DE LAPPARENT (67)], tout comme les Nagelfluh des mollasses oligocènes et miocènes suisses : ils nous indiquent que nous sommes sortis du cœur de la chaîne et que nous entrons dans un domaine qu'elle a submergé de ses ruines.

Notre « porte de la Provence » n'est d'ailleurs pas entaillée à travers la grande chaîne Ventoux-Lure elle-même. L'*anticlinal principal de la Montagne de Lure* commence à s'envoyer péri-clinalement à l'W de la Durance, près de Valbelle, où son ossature de calcaires tithoniques disparaît sous le Néocomien : ce sont les calcaires marneux du Barrémien-Bédoulien que la Durance recoupe sur le prolongement de ce grand anticlinal, et ils ne se traduisent que par des croupes à peine marquées qui ne tardent pas à s'enfouir vers l'E sous les marnes aptiennes et albiennes. Mais, au N du grand anticlinal, un autre est apparu : c'est le « *pli N de Lure* » de W. KILIAN (60); très bien dessiné entre Séderon et Noyers, sur la rive gauche de la vallée synclinale du Jabron, il vient à l'E se perdre dans la bordure de l'immense aire anticlinale de la dépression de Laragne : il nous apparaît ainsi comme une simple digitation émise vers l'W par ce grand dôme.

De sorte que les rochers de la *cluse de Sisteron* sont formés par les calcaires tithoniques, redressés jusqu'à la verticale, qui bordent au S la dépression de Laragne (fig. 6). On en aura la meilleure vue d'ensemble du haut du « *Rocher de la Citadelle* » (table d'orientation, 15 min. du centre de la ville); dans l'encoche qui passe à l'W de ce rocher, on verra de bons affleurements de Tithonique et de Berriasien; en suivant de là vers l'W le som-

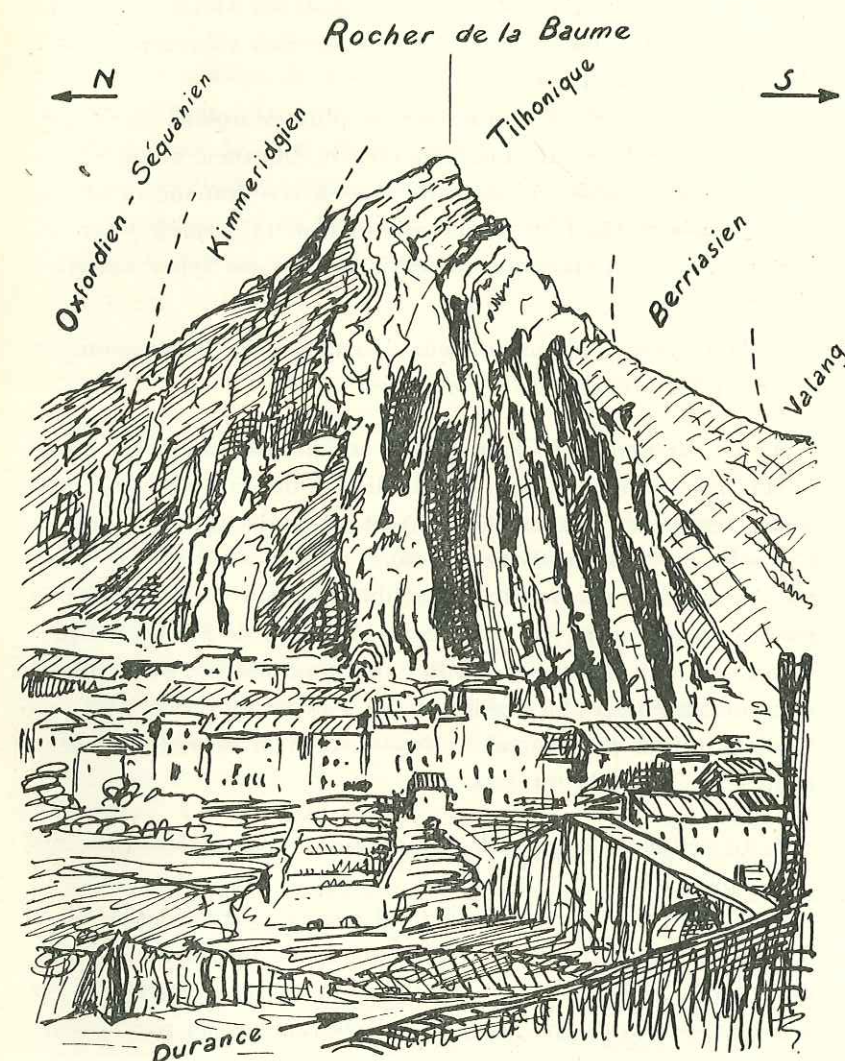


FIG. 6. — LA CLUSE DE SISTERON, DANS LES CALCAIRES TITHONIQUES.
Dessin d'après une fotogr. de W. KILIAN prise de la Citadelle.

met de la petite falaise tithonique qui domine la vallée du Buech, on trouvera à mi-versant (sous le Signal du Molar, feuille Le Buis), des ravinements montrant les marnes valanginiennes à Ammonites pyriteuses.

Pour voir rapidement une coupe plus complète, mais médiocre, du Crétacé inf., on franchira la Durance, et on suivra la route carrossable qui descend sur sa rive gauche et amène ainsi sur la haute terrasse mentionnée p. 147, après avoir recoupé la série Tithonique-Gargasien sous son type vocontien franc.

Si l'on dispose d'une ou deux journées, deux excursions se recommandent :

A) *La Montagne de Lure*; on y accède par la grande route d'Apt, que l'on suit jusqu'à Saint-Etienne-des-Orgues; de là une petite route, carrossable depuis peu, remonte au N jusqu'à la Chapelle de N.-D. de Lure. On continuera à pied par les gisements barrémiens classiques, mais très pauvres [indications locales dans GOGUEL (50)] de Combe-Petite et de Morleyron jusqu'au sommet de Lure (1827 m., vue magnifique); son arête E conduit au Pas de la Graille ou au Pas de la Croix, d'où des sentiers raides descendent à Noyers, où l'on rejoint le réseau routier de la vallée du Jabron.

B) *La coupe de la route de Saint-Geniès* (E de Sisteron), coupe qui peut être entièrement étudiée le long de cette route en automobile³. On y traverse le synclinal perché de Chardavon, avec de beaux affleurements de Tithonique et de Berriasien. Et surtout, après Saint-Geniès, on atteint la bordure oligocène du grand bassin de Digne-Forcalquier, chevauchée ici par l'échelle

³ Voir les Comptes rendus de la réunion extraordinaire de la Soc. Géol. de France en 1895 (*B. S. G. F.*, 3^e série, t. 23, 1895); on y trouvera des articles très importants de W. KILIAN sur la région.

la plus externe du « massif des écailles de Digne »; les gypses triasiques de la base de cette échelle arrivent, par une curieuse rencontre, en contact direct avec les gypses oligocènes de la bordure tertiaire, dans un magnifique paysage aux roches vivement colorées. Au delà, dans l'échelle elle-même, on verra apparaître dans le Lias et le Dogger (gisements fossilifères) les faciès néritiques « provençaux » que ces terrains montrent dans le « type mixte » de Digne, type fort différent du « type dauphinois » que nous verrons dans le Gapençais.

II. — De Sisteron à Tallard

(feuilles Le Buis, Digne, Die, Gap)⁴.

A) *De Sisteron au Monétier-Allemont*. — On traverse la vaste dépression de Laragne, dont le sous-sol de terres-noires apparaîtra sur notre route, sauvagement raviné, entre Ventavon et Upaix. Mais le principal intérêt de cet itinéraire réside dans l'étude du Quaternaire (fig. 4 et 5).

La route suit d'abord, entre Sisteron et Le Poët, la surface caillouteuse de la *basse terrasse wurmienne*: des taillis ou des cultures de céréales y alternent avec des plantations de chênes truffiers. A l'W, cette terrasse est dominée par les collines de moraines rissiennes (externes) de Mison, sur les pentes inférieures desquelles notre route s'élève momentanément pour desservir le village du Poët.

Mais immédiatement en amont, aux Blaches, la surface de la basse terrasse se vallonne: elle passe là aux *moraines frontales internes* (wurmienne) du Poët et de Thèze. Et plus au N, c'est encore en moraines wurmiennes (*a¹gl²*) et non en alluvions

⁴ La route passe exactement au point commun à ces quatre feuilles.

que la feuille Le Buis indique les grands plateaux que notre route traverse entre Ventavon et la Durance; mais la planitude absolue de ces plateaux, l'absence de blocs erratiques à leur surface pourraient aussi faire songer à une terrasse de retrait de Wurm plus récente que la basse terrasse (maximum de Wurm) de Sisteron.

B) De Monétier-Allemont à Tallard. — Nous arrivons au Monétier à la limite N de la dépression de Laragne, dominée ici par la corniche tithonique qui ceinture au S le massif de Céuze, dépendance méridionale du Dévoluy. Les unités tectoniques de ce massif se prolongent au SE, sur la rive gauche de la Durance, dans le « massif des écaïlles de Digne ». La vallée de la Durance devient donc ici transversale aux directions de plissements; mais cette « cluse » reste fort large, car les axes des plis y sont suffisamment surélevés pour que les calcaires tithoniques ne descendent pas rétrécir la vallée : celle-ci est entaillée dans les terres-noires et dans leur tréfonds (jusqu'au Trias) de roches plus tendres que le Tithonique.

Il est intéressant de voir comment le style de cuvettes et de dômes qui régnait dans le massif de Céuze passe au régime d'écaïlles qui apparaît sur la rive gauche de la Durance.

Le large *synclinal d'Aujourd* (feuille Die), par lequel se termine au S le massif de Céuze, se rétrécit progressivement vers l'E, en se rapprochant de la Durance. Vue de notre route, près du Plan de Vitrolles, son extrémité E dessine dans les parois du *Serre de Chamel* (ou Montagne de la Crigne), une *magnifique charnière synclinale* couchée vers le SW jusqu'à l'horizontale, et où l'étroit replat marneux du Crétacé inférieur est enserré entre deux mâchoires de calcaires tithoniques (fig. 7); la base sauvagement ravivée de cette montagne fournit l'occasion d'étudier facilement une coupe absolument continue Oxfordien-Tithonique.

En même temps, en dessous, le tréfonds des terres-noires

remonte à l'affleurement, en indiquant également une exagération progressive des efforts tectoniques. Dans le prolongement SE de la large aire anticlinale de Vitrolles-Esparron, qui sépare les synclinaux du Serre de Chamel et de la Petite Céuze, surgissent progressivement du tréfonds deux « écaïlles » dont la

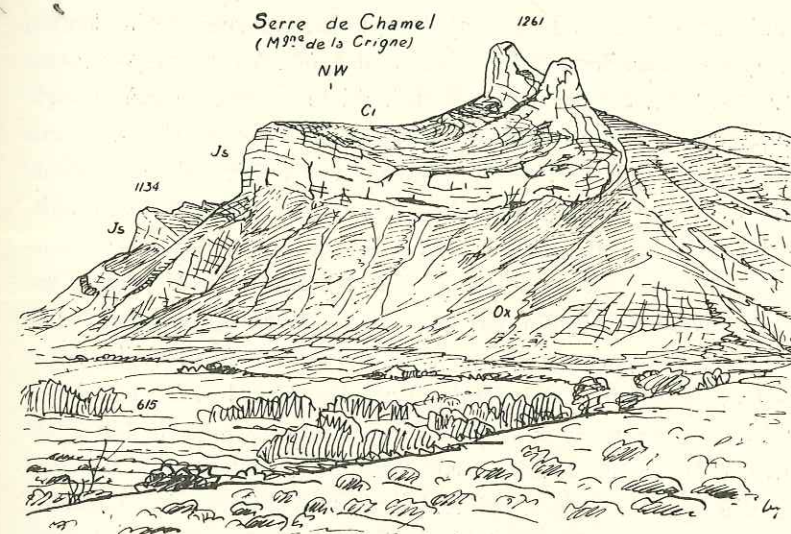


FIG. 7. — LE SERRE DE CHAMEL, PROMONTOIRE S DU MASSIF DE CÉUZE, DOMINANT L'EXTRÉMITÉ NE DE LA DÉPRESSION DE TERRES NOIRES DE LARAGNE.

Vue prise de la route de Sisteron à Gap, près du Plan de Vitrolles.

Au-dessus des terres noires (Ox), les calcaires du Jurassique sup. (Js) dessinent un synclinal couché vers le SW, rempli de marnes et marno-calcaires néocomiens (Ci).

base triasique (gypses et cargneules) refoulée au SW, vient chevaucher directement les terres-noires : ce sont les *écaïlles de Barillonnette* (ou du Plan de Vitrolles) et de *La Saulce*; l'épaisseur du Lias-Dogger y est beaucoup plus faible qu'autour du dôme de Remollon; ce qui peut tenir, soit à des laminages tectoniques, soit à l'apparition de faciès plus néritiques (type mixte de Digne).

A partir du *Plan de Vitrolles*, un léger détour vers le NW permettra d'étudier le Trias et le Lias de la base de cette écaïlle de Barcillonnette⁵.

Les routes de Vitrolles et de Barcillonnette, et plus nettement, à l'W de celle-ci, les ravins torrentiels de Saint-Michel (branche N) et du Rousserand montrent, refoulés sur le soubassement (Callovien à Rauracien) du synclinal perché de la Grigne, les gypses, cargneules et dolomies du *Trias*. Au-dessus viennent, sur 15-18 m., des alternances de schistes noirs, de grès quartzeux et de calcaires noirs, jaunâtres ou roux, le plus souvent spathiques; à la surface de certains de ces lits calcaires abondent de petits Lamellibranches, particulièrement *Avicula contorta*: c'est la lumachelle *rhétienne*. Reproduisant à une moindre échelle les phénomènes de la « formation de Suzette », les cargneules envahissent par places les niveaux calcaires, avec une fausse apparence de passage latéral d'un faciès à l'autre.

Entre ce Rhétien et les calcaires bajociens, le *Lias* n'a guère que 90 m. d'épaisseur, dont une quarantaine pour le Lias calcaire. Celui-ci, en bonne partie noduleux, contient des niveaux fossilifères, où en général les formes néritiques, les Lamellibranches surtout, l'emportent sur les Ammonites; il en est ainsi particulièrement vers la base, où deux lits à Polypiers s'intercalent entre des lumachelles à Ostracés. Tous ces caractères néritiques rapprochent ce Lias du *type provençal*: c'est ici sa dernière apparition vers le Nord.

Sur la *rive gauche de la Durance*, les deux lames triasiques correspondant aux bases des écaïlles de Barcillonnette et de La Saulce paraissent se fusionner en une grande masse chaotique unique, qui, cette fois, est poussée au SW sur la mollasse rouge oligocène (comme à Saint-Geniès), laquelle recouvre stratigra-

⁵ Voir P. LORX (*Bull. Carte Géol. de France*, C. R. des Collaborateurs pour 1899, p. 177).

phiquement, en transgression, les terres-noires. De notre route, aux abords du Plan de Vitrolles, si les conditions d'éclairage sont favorables, le spectacle est féérique de cette juxtaposition de teintes vives: l'encre des terres-noires, le rouge sanglant, violacé, de l'Oligocène régulièrement stratifié, le bariolage irrégulier blanc, rose, jaune-ocre, des amas confus de gypses et cargneules triasiques.

Les terres noires du sommet de cette écaïlle de La Saulce appartiennent déjà à l'extrémité S du « *sillon de Gap* »: nous le traversons pour aller à Tallard, dont le vieux château couronne la plus externe (Bajocien) des cuestas qui ceinturent le dôme de Remollon.

III. — De Tallard au confluent Ubaye-Durance

(feuille Gap).

Cette route magnifique, remontant la Durance à travers des paysages vivement colorés, presque africains, nous montrera une coupe transversale du *dôme de Remollon* (fig. 8).

Nous avons d'abord franchi, à Tallard, une *cuesta de Bajocien inférieur*, qui se prolonge régulièrement vers le N jusque dans la colline de Saint-Main au SE de Gap. Puis la basse vallée de la Luye, élargie dans les schistes tendres du Toarcien supérieur, montre sa rive gauche dominée, au-dessus de ces schistes, par une corniche de calcaires marneux plus durs de l'*Aalénien inf.*: c'est l'amorce d'une *deuxième cuesta*, que nous verrions au N accompagner concentriquement la précédente jusqu'à Rambaud et à la cote 1063 à l'E de La Bâtie-Vieille.

Notons en passant, vers Malcol, le dernier lambeau vers l'amont de basse terrasse.

Ensuite, sous le Lias schisteux, apparaissent, avant Remollon, les hauts talus escarpés de *Lias calcaire* qui dominent le départ

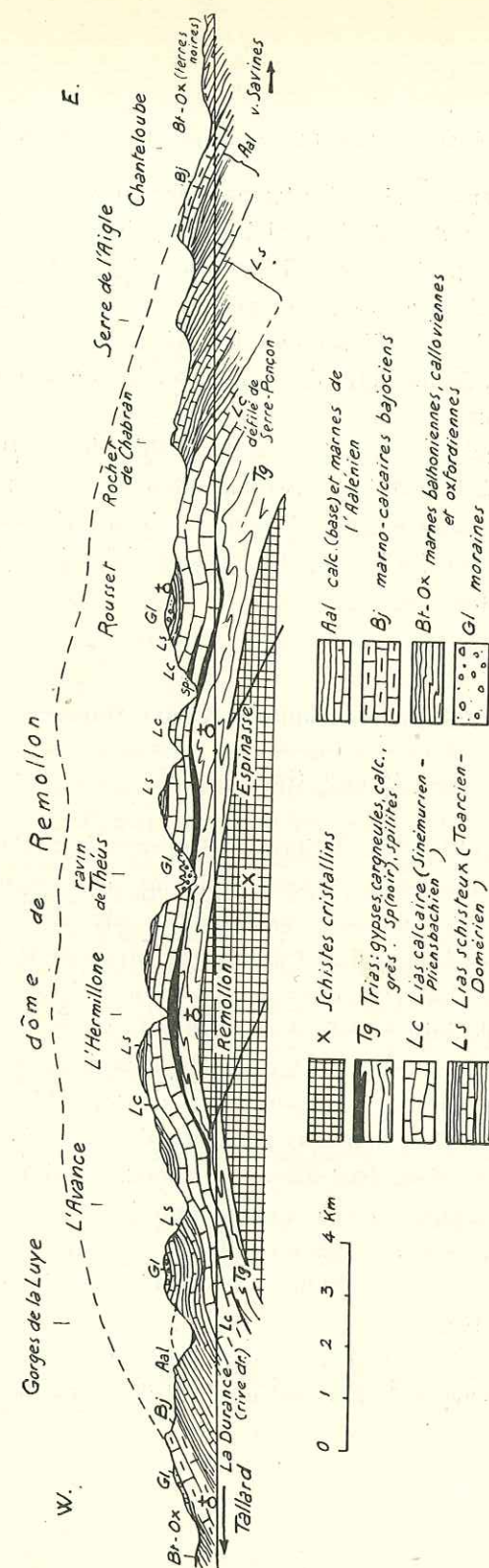


FIG. 8. — PROFIL SCHEMATIQUE DES MONTAGNES DE LA RIVE DROITE DE LA DURANCE, DANS LA TRAVERSEE DU DOME DE REMOLLON.
Au-dessus du Trias, se dessine une succession de falaises ou côtes, surtout nettes à droite, formées par le Lias calc., le Domérien inf., l'Aalénien inf. et le Bajocien. Le tout est ceinturé par les terres noires (Br-Ox) du sillon de Gap, encerclant au N le dôme, et dont notre coupe rencontre les deux extrémités.

de la route de Valserre. Un peu au delà de cette bifurcation, d'immenses éboulis s'élèvent de plus en plus haut au pied des falaises liasiques; la route traverse ces *éboulis consolidés* en un petit *tunnel* non revêtu : c'est un exemple de ces phénomènes de cimentation extrêmement rapide, même dans des formations très récentes, auxquels sont habitués les géologues qui parcourent les pays méridionaux : ici, d'ailleurs, l'abondance de ces dépôts chimiques nous permet de prévoir derrière eux, sous le Lias, la présence des gypses et cargneules triasiques, d'où sortent toujours, dans toutes les Alpes, des eaux souterraines abondamment chargées de carbonates (de chaux, de magnésie) en dissolution.

De fait, au sommet des éboulis, se dessine d'abord, à la base des falaises liasiques, un ruban de roches sombres, d'un noir-verdâtre ou violacé, à patine bronzée : ce sont les spilites du sommet du *Trias*. Au-dessus de Remollon, sous les spilites, se montrent des cargneules déchiquetées en petites aiguilles jaunes; enfin, au-dessous de Théus, c'est dans des gypses blancs ou rosés fort épais que sont entaillés les ravins encadrant ce curieux village, ancien site fortifié, qui ne répond plus aux conditions de la vie moderne⁶. Du chef-lieu, accessible en auto, une montée à pied d'une demi-heure au NE permettrait d'admirer le paysage fantastique du « *ravin des demoiselles de Théus* » (dit encore « la salle de bal »), où de puissantes moraines à gros blocs, très argileuses (même litées, voir p. 155) à leur base, se découpent en une véritable forêt de pyramides, coiffées ou non.

Enfin les *schistes cristallins* se montrent dans le noyau du dôme, malheureusement environnés d'éboulis; on pourra les

⁶ De fait, c'est au chef-lieu que les habitants de la commune ont leurs plus belles résidences, auxquelles ils restent fort attachés, mais où ils n'habitent qu'au printemps et à l'automne; en hiver, ils descendent cultiver les riches plaines irriguées en bordure de la Durance; et, en été, ils habitent « la montagne », où de petites cultures alternent avec de grands pâturages.

voir dans une carrière située juste au-dessous d'une petite chapelle visible de la route à l'E de Remollon.

Pour étudier les diverses variétés de spilites, coulées, tufs, cinérites, etc., les meilleurs affleurements se voient au NE d'Espinasse : il semble que là les roches volcaniques viennent même s'intercaler dans la base du Lias; de telles intercalations se voient aussi sur la rive gauche de la Durance, le long de la route de Bréziers; en outre, près de là, entre cette route et Rochebrune, on accède facilement à un massif de calcaires gris massifs du type « Muschelkalk provençal ».

Après s'être ainsi élargie dans ce dôme triasique, allongé W-E, la Durance s'encaisse de nouveau en amont dans les calcaires du Lias inf. C'est dans la partie la plus rétrécie de ces sauvages « gorges de Serre-Ponçon » que l'on avait projeté autrefois la construction d'un grand barrage de retenue; mais certains sondages dans l'étroite vallée alluviale sont descendus dans les graviers jusqu'à 70 m. de profondeur sans atteindre le fond rocheux⁷, ce qui a fait renoncer, au moins pour le moment, à entreprendre cet ouvrage.

A l'extrémité E de cette boutonnière de Lias calcaire, on pourra récolter, tout près de la grande route, dans les tranchées du nouveau chemin qui monte de Moléra à Rousset, de grosses Ammonites caractéristiques de la zone à *Deroceras Davoei* du sommet du Charmouthien inf. (ou Pliensbachien).

C'est enfin dans le Lias schisteux (Domérien-Toarcien) que s'élargit la vallée au confluent de l'Ubaye, dominé par la masse imposante du Morgon; mais ici, ce Lias schisteux est subdivisé par une puissante assise de calcaires compacts noirs à patine rousse caractéristique (Domérien sup.) qui se dressent en une haute falaise sur la rive droite de la Durance.

⁷ L'un de ces sondages a rencontré dans le Lias une source chaude très abondante, qui devait auparavant déboucher dans les alluvions du fond de la vallée. Voir W. KILLIAN et F. BLANCHET (62).

IV. — De Tallard à Gap (feuille Gap).

A) La route *Napoléon*, la plus directe et la meilleure, conduit de Tallard à Gap en suivant le *sillon de Gap*, largement modelé par l'érosion glaciaire et les moraines dans les terres-noires⁸; cet itinéraire ne présente pas d'intérêt géologique spécial.

B) La route de la *Luye* quitte la vallée de la Durance entre Lettret et Malcol et conduit à Gap en longeant constamment le cours de la petite rivière de la Luye, devenue à Gap un minuscule ruisseau. En aval de Gap, la Luye coule d'abord le long du bord du sillon de Gap, en longeant la « cuesta bajocienne »; mais, près du Moulin Charnier, elle a été brutalement capturée : elle tourne à l'E, traverse en cluse les calcaires bajociens (beaux affleurements), puis redevient longitudinale et suit jusqu'à la Durance une « combe monoclinale » dans les schistes toarciens-aaléniens.

Mais le principal intérêt de cette route est qu'elle traverse précisément les affleurements d'alluvions et de moraines qui ont permis à E. HAUG de définir son « stade de Gap » ou « stade de la récurrence » : on se reportera aux renseignements locaux donnés plus haut (p. 153).

C) Plus longue mais plus variée est la route qui, par Valserre et la *vallée de l'Avance*, ramène à La Bâtie-Neuve dans le sillon de Gap. Son tronçon aval est dominé par les hauts talus, raides et boisés, du Lias calcaire qui montre bien ici la puissance caractéristique du type dauphinois franc.

Mais, à l'amont de Saint-Etienne-d'Avançon, on voit apparaître les affleurements du « *dôme triasique de l'Avance* » : ce

⁸ Signalons, à l'E de cette route, dans les collines qui dominent Châteauvieux, d'impressionnants paysages de bad-lands (invisibles de la vallée) dans les schistes et calcschistes bajociens.

sont surtout des amas chaotiques de gypses et cargneules, bien visibles de loin sur la rive droite, dans la verrue pelée derrière laquelle s'abritent le village et le monastère du Laus : au sommet de cette colline 949, l'un de nous (32) a observé, non seulement des blocs de calcaires gris évoquant le Muschelkalk provençal, mais surtout des débris de grès schisteux noirs à empreintes d'*Equisetites arenaceus* (dét. P. BERTRAND).

Enfin, dans le noyau même du dôme, le long de la route, on voit un affleurement minuscule de *schistes cristallins*, accompagnés de calcaires noirs cristallins et fétides, probablement triasiques, mais d'un type assez spécial. Au total, la base et le sommet de cet amas triasique correspondent certainement à d'importants décollements, auxquels nous a habitué la tectonique salifère. Si les contours de E. HAUG sont exacts, les gypses triasiques, comme la « formation de Suzette », s'injectent fort loin de leur niveau stratigraphique primitif : ils se montrent ici en contact avec l'Aalénien ; et nous les verrions sans doute monter plus haut si l'érosion n'avait rongé notre « dôme salifère » jusqu'à ses racines.

V. — De Sisteron à Veynes (feuilles Le Buis et Die).

On quitte Sisteron par la route de Gap, qui suit d'abord, comme nous l'avons vu, la *basse terrasse wurmienne* de la rive droite de la Durance ; puis la « route de Grenoble », sur laquelle nous bifurquons, nous fait monter en corniche (très beau panorama) sur le versant E des collines de Mison, séparant les vallées de la Durance et du Buech (fig. 5).

Le soubassement de ces collines montre localement un talus de terres-noires affleurant de temps en temps au-dessus de la basse terrasse, et surmontées par des *alluvions anciennes* « *pré-glaciaires* » ou « de progression de Riss » : car ces alluvions passent vers le haut aux *moraines externes* (rissiennes), bien

caractérisées par leurs gros blocs erratiques (surtout grès de l'Embrunais) ; la topographie irrégulière des collines que nous traversons ainsi aux abords de la gare de Mison peut être qualifiée de « morainique », mais les formes des vallums y sont très émoussées et peu caractéristiques, comme toujours dans les Alpes pour ces très anciennes moraines.

A 2 km. à l'W de la route, on voit les ruines du vieux *château de Mison* se dresser au sommet d'un petit rocher escarpé ; les poudingues alluviaux qui constituent ce rocher, et qui reposent directement sur les terres-noires, ont été, comme on l'a vu, rapportés au « *Pliocène* », car ils atteignent une altitude supérieure à celle des moraines voisines les plus élevées.

A Laragne, où l'on atteint le fond de la vallée du Buech, on a remarqué depuis longtemps, au pied des collines au N de la gare, des alluvions conglomérées en bancs inclinés ; ce serait un « faciès de delta lacustre » des alluvions de progression rissiennes, déposées ici à un moment où le glacier de la Durance n'arrivait pas encore à Laragne, mais venait, par la vallée de la Durance, barrer le débouché de la vallée du Buech et y provoquer la formation d'un petit lac de barrage temporaire. Tout cela demeure assez hypothétique. Plus généralement d'ailleurs, entre Laragne et Serres, il est assez difficile de distinguer alluvions anciennes et moraines rissiennes dans les grands plateaux qui se proflent sur la rive droite du Buech, et dont la plupart ont été indiqués, peut-être à tort, en Glaciaire sur la feuille Le Buis.

De Laragne, nous conseillons un petit détour de 3 km. sur la route de Lazer et Ventavon, pour aller étudier la *formation de Suzette*, sur le versant NW de la colline 805, au SE de Lazer : nous savons déjà qu'ici les gypses, cargneules et calcaires triasiques, injectés au milieu des terres-noires, sont venus se déverser localement par-dessus ces dernières, en donnant l'illusion d'une « nappe de charriage ». Enfin, en continuant de là

jusqu'à moitié chemin de Ventavon, on traverserait des « bad lands » de terres-noires très caractéristiques.

Laragne est également le point de départ pour accéder au gisement valanginien de *Châteauneuf-de-Châbre*, en bordure des Baronnies. Ce gisement, indiqué sur la feuille Le Buis, est certainement le point où les marnes valanginiennes sont le plus riches en Ammonites pyriteuses; on traversera le Buech et on suivra la route carrossable de sa rive droite jusqu'au hameau de la Grange-Neuve, d'où des sentiers permettent de monter en une demi-heure au vieux village ruiné de Châteauneuf. La falaise tithonique de cette bordure des Baronnies est ici localement noyée sous une puissante accumulation de dépôts alluviaux quaternaires de faciès très curieux : d'épaisses couches de grès sableux en bancs inclinés y simulent des mollasses miocènes; on peut voir là des deltas lacustres rissiens, analogues à celui que nous venons de signaler au N de Laragne.

Avant d'arriver à Eyguians, la route côtoie un pointement de Bajocien; mais ce dernier étage sera plus commodément étudié à *Montrond*, dont la *Tour*, visible de très loin, s'élève au sommet d'un cône régulier formé par les calcaires vaseux noirs du *Bajocien* surgissant au milieu des terres-noires. Ces dernières sont, au voisinage, parsemées de taches jaunes dues aux cargneules de la formation de Suzette. Enfin, à l'E, se dresse l'imposante silhouette du synclinal perché de la Montagne de Laup.

La région de *Serres*, que nous atteignons maintenant, mérite quelque attention. Des abords de la gare, par où arrive notre route, on voit les maisons de ce vieux village s'adosser au versant S d'une cuesta où les calcaires tithoniques sont redressés presque à la verticale, comme à Sisteron. C'est l'entrée du *synclinal de Serres*, traversé en cluse par le Buech, que longe la route. La carte (feuille Die) suffit pour se rendre compte du rôle morphologique des divers étages du Crétacé inf. à faciès vocontien; sur la rive gauche, le noyau de la cuvette est occupé par

les calcaires marneux du Barrémien-Bédoulien, ressortant en croupe saillante (point 1030) au milieu des sédiments hauteriviens et surtout valanginiens plus tendres; les « combes valanginiennes », en particulier, sont nettement dessinées. Pour faire la coupe « au marteau » de cette cluse, il faudrait d'ailleurs s'écarter de la route et s'élever, au-dessus du chemin de fer, dans les pentes assez raides de la rive gauche : on y trouve un niveau d'Ammonites pyriteuses dans l'Hauterivien sup. (gisement de Claret, indiqué sur la carte).

Pour avoir, le long d'une route, une coupe complète et continue de toute la série Tithonique-Albien, il est recommandé de faire, de Serres, un détour de 5 à 6 km. vers l'W, en empruntant la route de Montclus. Cette coupe de *Montclus* (87) est très facile à voir et presque tous les étages du Tithonique au Barrémien y permettent des récoltes d'Ammonites.

Entre le débouché N de la cluse de Serres, où se réunissent les deux Buech, et Veynes, il n'y a guère à signaler que de beaux paysages de *terrasses*, car cette partie inférieure de la vallée du Petit Buech n'a jamais été envahie par les glaciers; elle est bordée par des plateaux à profils rigoureusement rectilignes, où l'on distinguera facilement, en s'aidant de la carte, les alluvions pliocènes (antéglaciaires) du Bois de Cellas et des Egaux (p), la haute terrasse (a^{1a}), bien développée sur la rive gauche en amont du Pont de Chabestan, et enfin la basse terrasse (a^{1b}), que suit parfois la route.

VI. — De Grenoble à Veynes, par Lus

(feuilles Grenoble, Vizille, Die).

A) *De Grenoble au Monestier-de-Clermont*. — A partir de *Vif*, route et voie ferrée circulent le long du versant W de la massive *cuesta bajocienne* qui sépare la vallée de la Gresse, élargie dans les schistes du Bathonien-Callovien (terres-noires proprement dites) de la vallée du Drac, creusée dans le Lias schisteux;

il est d'ailleurs fort possible que l'énorme épaisseur apparente de ces étages résulte de foisonnements et même de redoublements que l'on n'aurait pas encore réussi à mettre en évidence.

Le seul intérêt géologique de ce trajet est le magnifique panorama qu'il offre sur la bordure orientale du *Vercors*, se dressant au-dessus du sillon subalpin. Mais l'étude de cette région nous entraînerait trop loin; contentons-nous d'attirer l'attention sur les deux accidents tectoniques les plus importants de cette partie du bord subalpin :

a) Le *pli couché du Moucherotte*, que l'on ne comprendra d'ailleurs bien que si on a auparavant examiné cette chaîne par son extrémité N, celle qui est représentée par le croquis fig. 1 de la pl. III de notre premier « Itinéraire » (29); la structure du plateau Saint-Ange, en face duquel nous passons, est synthétisée par les coupes dessinées sur la même planche;

b) Le *pli couché de l'Épérimont*, qui, plus au S, amène un redoublement de la barre tithonique, comme le pli couché du Moucherotte, se traduisait par le redoublement de l'Urgonien au plateau Saint-Ange. Pour comprendre le panorama de ce pli, on se reportera au travail de R. LAMBERT (65), dont la pl. III reproduit une photographie prise de notre route, un peu avant la gare de La Cluse.

Remarquons en passant que, de ce point, on voit l'emplacement de la *Fontaine-Ardente*, indiquée sur la feuille Vizille dans un ravin en dessous du hameau de La Pierre, sur la rive gauche de la Gresse : c'est un dégagement de gaz naturel (méthane) au milieu des terres-noires, probablement en relation avec un pointement profond de Trias diapir qui n'arrive pas à l'affleurement : on peut le supposer par analogie avec les sources de gaz combustibles de la région du Buis (voir p. 50).

B) *Du Monestier-de-Clermont au Col de la Croix-Haute : le Trièves*. — Dès le Monestier, notre route commence à s'écarter vers l'W de la cuesta bajocienne; à la sortie du village, au

Col du Fau, les schistes noirs affleurant immédiatement à l'E de la route contiennent de nombreuses empreintes de *Posidonomya alpina*, indiquant le Bathonien-Callovien.

Au delà de ce col, route et voie ferrée s'accrochent au talus du bord subalpin; jusqu'au Col de la Croix-Haute, elles vont ainsi demeurer dans le Callovien-Oxfordien de cette bordure du *Vercors*, dominant les vastes horizons du *Trièves* : les premières influences méditerranéennes s'y font déjà sentir : les derniers sapins se réfugient sur les ubacs, tandis que les adrets se revêtent des maigres bois de pins caractéristiques de toutes les Alpes méridionales.

Au fond, apparaissent les massifs cristallins : le Taillefer, extrémité S de *Belledonne*, le Clapier du Peyron et les montagnes de l'entrée du Valgaudemar, qui prolongent les Grandes-Rousses, la haute crête de la Muzelle à l'Olan, qui fait partie du *Pelvoux*. A l'opposé, le *bord subalpin* se suit sur une immense longueur : le Moucherotte au-dessus de Grenoble est encore visible par temps clair; au S l'échancrure du Col de la Croix-Haute correspond au fond de ce « *golfe du Trièves* », dont le bord E est marqué par la formidable falaise du *Dévoluy*, avec les sommets culminants du Grand-Ferrand et de l'Obiou : ce dernier est prolongé vers le N par le petit promontoire isolé du *Chatel*, ou « Bonnet de Calvin », dominant Mens, capitale du Trièves.

C'est de ce *Bonnet de Calvin* qu'il faut partir pour déchiffrer à longue distance la coupe de ce *bord subalpin du Dévoluy*, très différente de celle du bord du *Vercors*. Ce sommet doit son nom à sa forme en calotte elliptique très aplatie, coupée carrément sur son pourtour : c'est une butte-témoin de Berriasien recouvrant les calcaires tithoniques. Au delà de la brèche 1658, creusée dans le Séquanien, qui sépare Chatel de l'Obiou, on retrouve la petite barre tithonique, un talus raviné correspondant au Valanginien, puis les grandes falaises de l'Obiou, formées par les calcaires sénoniens transgressifs.

Vers le S, à la base de la grande crête qui va de l'Obiou au Ferrand, la discordance de ces calcaires sur leur substratum est très nette : ils reposent momentanément sur les tranches du Jurassique supérieur, redressé par un anticlinal antésénonien (pl. I-B); puis, en haut du vaste entonnoir torrentiel de Tréminis, la série infracrétacée se complète jusqu'à un Urgonien très réduit et représenté (comme nous l'avons vu p. 23) par des « calcaires à débris ».

Entre notre route et la cuesta bajocienne, le sous-sol du Trièves est constitué par des terres-noires. Mais elles n'affleurent que sur quelques croupes et dans le fond des ravins post-glaciaires entaillés par l'érosion régressive, aujourd'hui encore très agissante, de l'Ebron et des torrents affluents. Partout ailleurs, la roche en place est masquée sous le *remblaiement wurmien* de l'ancien glacier du Drac⁹. Débutant par des *alluvions* antéwurmienne, ou de la progression de Wurm (*a^{1D}*), ce remblaiement se poursuit par de la moraine de fond (*a^{1glD}*), bleu noir, litée, très argileuse et donnant d'immenses glissements (*Gl^A*). La surface de ces remblais était le fond du glacier du Drac : il a dû se hausser à environ 900 m., mais dans la région que nous parcourons ce Glaciaire est nivelé ou légèrement tronqué par les alluvions de grands *cônes de déjections* (*Aa^{1E}*) descendant de la bordure du Vercors; vers l'amont, ces cônes se relient à des moraines frontales (*A^{1glB}*) de *glaciers locaux*, originaires des plus grands cirques dominés par les falaises urgoniennes; ils datent donc d'un moment où le glacier du Drac avait abandonné le Trièves et où les glaciers du Vercors, individualisés, subsistaient encore le long du bord subalpin. En aval, le débouché du Drac devait encore être barré par le puissant glacier de la Romanche; et c'est en arrière de ce barrage que se sont accumulées les alluvions des grands cônes et

⁹ En voir la coupe dans P. LORY (72).

des hautes terrasses postwurmienne du Trièves : P. LORY a ainsi attribué cette « période des grands cônes » à un « Finiwurmien ». Le long de notre itinéraire, les ravins de Saint-Michel-les-Portes et de Clelles-Chichilienne nous permettront de voir au passage des coupes de ces cônes. Quant aux glaciers locaux¹⁰, celui qui se rapproche le plus de notre route est l'ancien glacier de Chichilienne, dont les moraines frontales les plus externes arrivent jusque près de la gare de Clelles.

Ajoutons que le tracé du chemin de fer se maintient partout à une altitude suffisante pour demeurer sur la roche en place, ou exceptionnellement sur les cônes finiwurmiens, en évitant les plateaux de Glaciaire argileux en glissement; aussi tout ce tronçon de la voie ferrée jouit-il d'une remarquable stabilité, alors que, quelques centaines de mètres en dessous, la plupart des villages sont ravagés par les mouvements de terrains.

La bordure du Vercors permet de faire des constatations intéressantes sur les *variations de faciès du Crétacé inf.* Une coupe magnifique en est visible au *Mont Aiguille*, gigantesque butte-témoin détachée par l'érosion des grandes falaises du Vercors : on l'admirera des abords de la gare de Clelles-Mens. Là les calcaires du Fontanil ont complètement disparu dans le Valanginien devenu entièrement marneux et où apparaissent, à Chichilienne, les premiers gisements importants d'Ammonites pyriteuses : de même, le faciès à Spatangues de l'Hauterivien a cessé lui aussi; l'ensemble de ces deux étages, ainsi réunis sous un faciès vaseux profond, est puissant d'au moins 600 m. Quant à l'Urgonien, il est encore extrêmement épais, surtout si l'on admet (P. LORY) que la falaise du Mont Aiguille (350 m.), que ne vient interrompre aucune « couche à Orbitolines », correspond seulement à l'Urgonien inf.

¹⁰ Voir A. ALLIX, La morphologie glaciaire en Vercors (*Recueil des Travaux de l'Institut de Géographie alpine*, t. II, Grenoble, 1914).

Mais, au S du Mont Aiguille, l'Urgonien commence à s'évanouir; déjà au-dessus de Chichilianne, du Col de l'Essaure à la Tête Chevalière et à la Montagnette, plusieurs assises marno-calcaires alternent avec les calcaires zoogènes.

S'insérant entre Vercors et Bochaine, l'aire synclinale qui termine au N le Diois vient border le Trièves sur un court espace, à partir du torrent d'Esparron. Ici, le Valanginien-Hauterivien est trois fois moins épais que de part et d'autre, en bordure soit du Vercors, soit du Dévoluy. Au contraire, l'ensemble Barrémien-Bédoulien a gardé sa puissance, sous des faciès en partie changés; une coupe NE-SW du Mont Barral (qui domine notre route peu avant Saint-Maurice) à Bellemotte montre en effet la succession suivante : marno-calcaires, — dolomie inférieure, — grande assise (près de 300 m.) de calcaire gris vaseux, en partie à silex, bien lité (tout le haut du Barral), — marnes noires (70 m.) caractéristiques du sommet du Barrémien en Diois (Col de Jiboui), — Urgonien à débris (80 m., pentes de Bellemotte) d'âge par conséquent bédoulien; en tout 500 m. au moins (P. LORY).

En dessous de ces massifs crétacés, notre itinéraire se maintient d'abord dans le Jurassique : il coupe à son origine N l'anticlinal du Jocon, dont l'axe séquanien est profondément érodé par le ravin de l'Archat et dont le flanc E est très contourné : les calcaires tithoniques y plongent souvent suivant la pente, ne donnant pas de falaise, de sorte qu'à la montée du *Col de la Croix-Haute*, c'est sans s'en apercevoir que l'on commence à franchir le *bord subalpin*.

La bande valanginienne-hauterivienne marque dans la topographie par une combe, dépourvue de bons affleurements, dont l'étroitesse montre que ce Néocomien marneux reste médiocrement épais. Des calcaires blancs, assez massifs, en partie à débris, représentent le Barrémien avec un faciès qui rappelle beaucoup l'Urgonien du Vercors, par delà la zone différenciée du Mont Barral.

Directement sur cet Urgonien, le Sénonien débute par des

calcaires à silex un peu glauconieux, jaune clair, en lits d'abord minces, puis plus épais, exploités en carrière sur le bord de la route.

Le Col même de la Croix-Haute est sur un cône de déjections.

C) *Du Col de la Croix-Haute à Veynes : le Bochaine.* — Ce parcours est des plus intéressants : la Carte géologique (feuille Die, contours de P. LORY) s'y lit immédiatement sur le terrain. Les débutants en Géologie y verront des types schématiques de plis anticlinaux et synclinaux; les spécialistes s'y intéresseront surtout à deux questions : la *disparition progressive de l'Urgonien* et les *plissements antésénoniens*.

Du Col de la Croix-Haute jusqu'en face du village de Lus, la route et la voie ferrée suivent l'axe du grand *synclinal de Lus*, allongé N-S : c'est tout à fait l'aspect d'un « val » jurassien. Le glacier quaternaire du Drac y a poussé un bras de diffluence (fig. 4) : sur le Logis de l'Ours s'allongent deux vallums de sa moraine latérale gauche.

Mais c'est presque la seule observation qui s'offre en ce trajet, car, les couches plongeant de part et d'autre vers la vallée, les versants ne montrent ni falaises, ni coupes naturelles. Aussi on ne saurait trop recommander de faire, à partir du village de Lus, trois brefs détours :

a) *La mollasse rouge oligocène du ravin de Merdarit.* — On y accède par une petite route carrossable partant du village même de Lus, vers le NE, et que l'on suivra au moins jusqu'au point fossilifère indiqué sur la Carte. Au milieu de beaux affleurements de marnes rouges, de conglomérats, de calcaires grumeleux, un banc de calcaire lacustre a fourni ici des *Limnées*, *Planorbes*, *Sphaerium* et *Helix* d'affinités aquitaniennes. En continuant jusqu'aux Amayères, on verrait cet Aquitanien reposer directement sur l'Urgonien, par érosion complète du Sénonien : preuve de l'importance au moins locale des mouvements antéoligocènes.

b) *Le panorama de la Jarjatte; les plissements antésénoniens.*
— On prendra au village de Lus la route carrossable qui rejoint la vallée du Grand-Buech et la remonte jusqu'au pont de la Jarjatte.

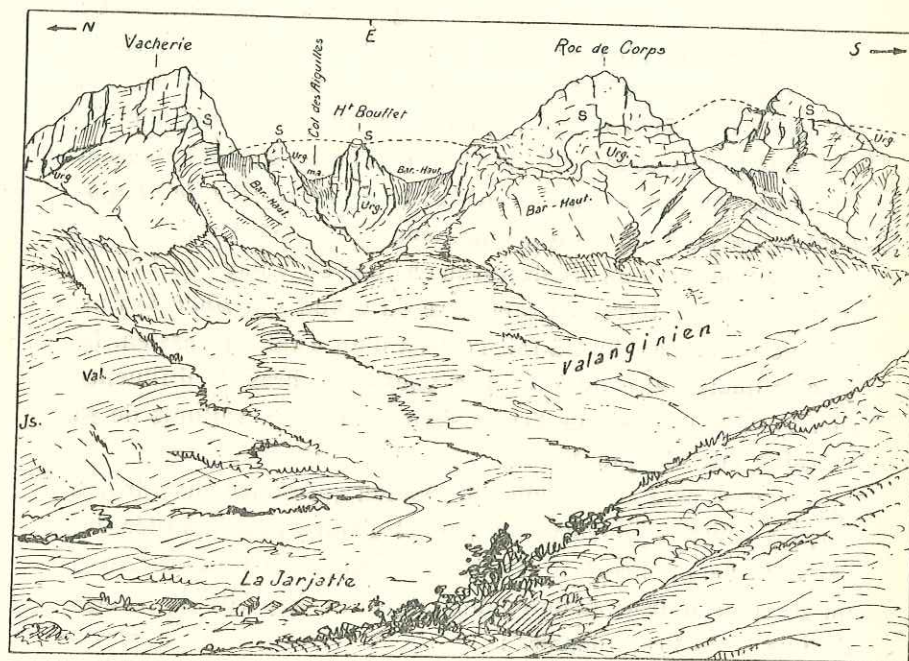


FIG. 9. — MASSIF DES AIGUILLES DE LUS, VUE PRISE AU-DESSUS DE LA JARJATTE.

Indications géologiques et dessin d'après une fotogr. de P. LORY.

Le cirque de La Jarjatte est creusé en grande partie dans les marnes et marno-calcaires néocomiens, couronnés par les falaises urgoniennes; cette série est affectée de plissements antésénoniens (E-W) très intenses: remarquer le petit synclinal de marnes aptiennes (ma) du Col des Aiguilles, pincé entre deux lames d'Urgonien vertical.

Sur ce premier ensemble, reposent en discordance les puissants calcaires sénoniens (S): c'est le rebord W du grand synclinal post-sénonien (N-S) du Dévoluy, ici très découpé par l'érosion (chapeaux sénoniens coiffant les sommets des Aiguilles).

Au SE de Lus, le Buech coupe transversalement le synclinal. En remontant sa vallée, on traversera donc l'Oligocène, un peu d'Eocène sableux, puis, en cluse, la bordure de calcaires sénoniens.

niens, où l'on remarquera des grès à stratification entrecroisée.

Sous le Sénonien, c'est un pays entièrement différent qui apparaît, le *Bochaine orientale* (p. 44), parcouru par des plis antésénoniens où prédomine l'orientation W-E, donc à peu près perpendiculaire à celle des grands synclinaux postsénoniens du Bochaine et du Dévoluy.

Admirable de formes et de couleurs est cette *vallée de la Jarjatte*, avec le cadre imposant que lui fait, au fond et rive gauche, la crête frontière du Dévoluy, couronnée par le Lauzon, Costebelle, Vachère et les quatre Aiguilles de Lus. Mais admirable est surtout le panorama géologique qui se développe devant nous. La Carte et le dessin de la fig. 9 nous dispensent de le commenter ici; notons seulement l'intensité de cette tectonique antésénonienne: au fond, un anticlinal aigu, disséqué par les ravins des sources du Buech, dresse entre eux, verticaux, les bancs tithoniques de ses deux flancs; en face de nous, le Col des Aiguilles correspond au passage d'une bande synclinale de marnes aptiennes, verticales, encadrées par les calcaires « suburgoniens » en couches également verticales, — et le tout est surmonté de chapeaux sénoniens presque horizontaux. Il n'est probablement pas, dans toute la chaîne alpine, de paysage où le rôle des plissements antésénoniens (« vorgosauische » dans les Alpes orientales) apparaisse avec une pareille netteté.

c) *Coupe du Rioufroid: Sénonien, avec conglomérat*¹¹. —

Une petite route, se détachant aux Corréardes de celle de la Jarjatte, traverse le Buech et l'extrémité S de la cuvette de Lus. Dans ce quartier du Trabuech, un conglomérat à galets sénoniens est développé dans l'Aquitainien; il recouvre des grès et sables éocènes, blancs ou violacés, qui ravinent le Sénonien.

Le Rioufroid a incisé celui-ci d'une gorge pittoresque; en la

¹¹ Voir P. LORY (72), p. 151 et fig. 6.

remontant, on observe le long de la route, étroite mais carrossable, la série sénonienne suivante (de haut en bas) : calcaires à silex, jaunes ou rosés, à surfaces bosselées; — calcaires jaunâtres, puis gris, un peu zonés, lités en dalles à surfaces planes, qui ont fourni une Bélemnite et quelques Jérémnelles (tubes d'Annélides qui en Dévoluy pullulent dans cette assise); — calcaires gris-bleu, un peu argileux, avec quelques délit marneux, des intercalations lenticulaires de grès et, à la base, un banc de conglomérat à galets apto-albiens qui ravine l'assise suivante; — calcaires blancs à Rosalines et autres Foraminifères pélagiques. Cette série repose en légère discordance sur les marnes calcaires cénomaniens, qui recouvrent ici les marnes albiennes et aptiennes et dans lesquels la vallée s'élargit brusquement.

Si l'on monte rive gauche du ruisseau, à la butte de l'ancienne « vacherie de Rioufroid », on retrouve les calcaires blancs, mais très réduits, mangés par le conglomérat camparien auquel ils ont fourni quelques-uns de ses blocs (le plus grand nombre de ceux-ci proviennent du Crétacé inférieur). Nous avons donc ici la preuve d'une reprise des mouvements orogéniques au cours du Sénonien.

Après ces trois détours, revenus par Lus à la route nationale, nous sortons définitivement de l'aire synclinale, traversant avec le Buech, à Champ Bertrand, sa ceinture sénonienne, dont nous admirons les falaises vivement colorées : nous avons ici l'occasion de voir nettement les caractères (décrits p. 26) qui permettent de reconnaître de loin les calcaires sénoniens.

En entrant dans le Bochaine occidental, le Buech, de presque E-W, devient N-S comme l'était son affluent du val de la Croix-Haute : avec cette nouvelle direction, il va rencontrer transversalement et avoir à couper toute une série de barres rocheuses. C'est un très bel exemple de *cours épigénétique* (P. LORY), évidemment établi en conformité du relèvement général des couches tertiaires et sénoniennes vers l'W, vers la

grande dislocation frontière du Diois (p. 44), et qui, s'enfonçant dans cette couverture aujourd'hui érodée, s'est surimposé aux terrains affectés par la tectonique antésénonienne.

Nous nous engageons donc dans la traversée du *groupe des plis antésénoniens de Saint-Julien*, orientés W-E et que le Buech coupe en cluses.

L'*Urgonien* de Beaudinar n'est déjà en rien comparable au véritable Urgonien du Vercors; il n'y a plus de faciès à Polypiers ni à Rudistes, mais seulement des calcaires à débris et à Foraminifères benthoniques (Miliolites, Orbitolines), que l'on peut qualifier de « calcaires suburgoniens » (P. LORY); mais ici ces calcaires ont encore une épaisseur de l'ordre de la centaine de mètres et donnent une barre importante. Au delà, et jusqu'à l'entrée du bassin de Saint-Julien, on traverse de magnifiques charnières anticlinales et synclinales dessinées sur les deux versants par les calcaires tithoniques. Au NE du village de Saint-Julien, à quelques minutes de la route carrossable de Durbon, la Carte indique dans les marnes valanginiennes un gisement d'Ammonites pyriteuses autrefois très riche, maintenant bien appauvri par de trop fréquentes récoltes.

Au large *anticlinal de Beaumugne*, qui borde au S le synclinal de Saint-Julien, fait suite le profond *synclinal de Montbrand*, dans le noyau duquel apparaissent les marnes aptiennes-albiennes; on pourra aller toucher ces marnes en profitant d'un passage à niveau au-dessous du Dresq; plus haut, à côté du collet du Dresq, le point fossilifère indiqué sur la Carte correspond à un gisement très curieux, signalé par P. LORY, puis exploité par M. BREISTROFFER (14), dans lequel les Ammonites du Gault se trouvent munies de leur test, aplaties à la surface des feuillets de marnes schisteuses : c'est, pour cet étage, un faciès presque unique dans les Alpes.

Ce synclinal est encadré par deux saillies « suburgoniennes », épaisses d'environ 80 m. Chacune d'elles comprend deux assises calcaires (calcaires à débris, ou simplement spathiques, quel-

ques couches vaseuses), séparées par environ 25 m. d'une marne qui est la marne terminale du Barrémien : et ainsi, même dans cette dégénérescence des faciès, la constitution générale de l'Urgonien est encore conservée, mais c'est pour la dernière fois en direction du S. Dressées verticalement, ces assises calcaires sont parfois, surtout rive gauche du Buech, dénudées en lames abruptes. Des abords du Dresq, on suit nettement dans la topographie toutes ces bandes E-W dessinées par les divers étages du Crétacé inférieur; et on les voit s'enfouir sous l'immense chapeau horizontal des calcaires sénoniens de la *Montagne de Durbonas*; là aussi le rôle des plissements antésénoniens apparaît, de la route même, avec une netteté admirable.

Le curieux site de *La Rochette* est dû au passage d'une lame de Tithonique vertical qui correspond au flanc N d'un dernier anticlinal précédant la grande *cuvette synclinale de La Faurie*. Cette localité classique a fourni, dans les pentes dominant la voie ferrée au N de la gare, les plus riches faunes berriasienes connues au monde (coll. GEVREY, Lab. de Géol. de Grenoble).

La barre tithonique qui borde ce synclinal au S est en même temps celle qui domine la *dépression de terres-noires d'Aspres-Veynes*, que nous avons vu prolonger vers le N l'immense dépression de Laragne. Pour gagner directement Veynes, notre route quitte la vallée du Buech en face des carrières de pierre à ciment (Rauracien) du Pont-la-Dame, et s'engage dans un col compris entre deux grands plateaux d'alluvions pliocènes; nous avons déjà vu (p. 151) qu'à ce « *Col de Saint-Marcellin* » (cote 908) quelques blocs erratiques montraient que les formations quaternaires notées en *a*¹ sur la feuille Die étaient sans doute d'origine glaciaire et représentaient les *moraines les plus anciennes* et les plus externes (rissiennes) de cette « *branche de Veynes* » du glacier durancien (fig. 4).

VII. — De Veynes à Gap : le Dévoluy et le seuil de La Freyssinouse (feuilles Die et Gap).

Veynes est en partie bâtie sur le Rauracien, exploité comme pierre à ciment dans la gorge du torrent de Glaisette. C'est la ceinture de l'aire de terres-noires; au N s'élève sa barre tithonique, redoublée par un pli-faille d'importance seulement locale, que l'on voit très bien de la route à la sortie E du bourg (voir pl. I-A); on notera même la difficulté de préciser à distance le tracé exact de cette surface de chevauchement qui met en contact, en apparente continuité de stratification, les calcaires marneux du Berriasien avec ceux du Séquanien.

Nous entrons dans l'auréole de la cuvette synclinale de Montmaur (fig. 10). Des abords du point 844 sur la route nationale, on a vers le N un instructif panorama qui nous montre une *coupe typique et complète du Crétacé inf. à type vocontien*. A l'W, un profond ravin marque le passage du Valanginien entièrement marneux; sur le versant E de ce ravin apparaissent les rubanements réguliers caractéristiques de l'Hauterivien; une croupe saillante, mais arrondie, correspond aux calcaires marneux barrémo-bédouliens; il n'y a plus ici la moindre trace de « *falaise urgonienne* » : on verrait seulement, en suivant le chemin muletier qui monte à Châteauneuf, de minces lentilles de calcaires à débris de quelques centimètres d'épaisseur; une nouvelle et plus large dépression est due aux marnes du Gargasien et de l'Albien, cachées dans le bas sous les éboulis et la végétation, mais dont on aperçoit plus haut les teintes noires dans les ravinements de Glaize; et c'est enfin la base des calcaires sénoniens transgressifs. Cette série du Crétacé inf. est la plus interne que nous verrons avant la zone ultradauphinoise au Puy de Manse : nous y noterons le règne définitif des *faciès vaseux*, mais en même temps la persistance des *différenciations*

de calcaires sénoniens, de roches cristallines, de radiolarites jurassiques et de roches vertes des zones internes; l'aspect de ces conglomérats rappelle tout à fait celui des *Nagelfluh* des mollasses miocènes des environs de Grenoble; à tel point que ces assises ont été longtemps rapportées au Miocène; mais P. Lory a montré leur liaison intime et leur passage latéral aux vraies mollasses rouges oligocènes.

Pour étudier la base de cet Oligocène, il est préférable de traverser le Buech au pont de la Devez (route carrossable jusqu'au pont), conduisant au Villard de Montmaur. Du pont, on suivra la base des falaises de la rive gauche jusqu'au contact avec le Sénonien, contact passant obliquement dans un petit abrupt: on voit ainsi les termes inférieurs de la *coupe célèbre du Villard de Montmaur*, étudiée par P. Lory et J. Boussac. Le Sénonien est recouvert en discordance par des calcaires gréseux débutant par un grès grossier et contenant d'assez rares petites Nummulites, mais pas d'Orthophragmines: c'est la base de l'*Oligocène inférieur marin*¹²; les couches supérieures, vers le pont, deviennent plus marno-gréseuses, avec des Bivalves. A pied, en remontant un peu, puis traversant le vallon des Villards, on verrait ce complexe marin se prolonger par des marnes à écailles de Poissons, des grès et schistes à faciès Flysch, puis finalement être recouvert et même raviné par la mollasse rouge continentale: nous sommes ici près du rivage W des mers alpines à Nummulites.

Les vues que nous avons eues de Montmaur et celles qui s'offrent ici montrent à quelle forte dépression tectonique transversale correspond ce segment de la vallée du Petit-Buech: du N comme du S les axes des plis tertiaires plongent vers elle: c'est en particulier le cas pour le synclinal des Villards, que nous voyons descendre du S jusqu'au Buech, puis au N, sur le

¹² Indiqué encore en Eocène supérieur sur la feuille Die.

Pied de Veynes, se terminer par un rapide relèvement en conque (Sénonien revêtu d'une pellicule nummulitique).

De retour à la route nationale, nous côtoyons le Sénonien ainsi ondulé. A sa bordure E, dans un ravin malheureusement peu accessible, sa base est formée par un puissant conglomérat avec gros blocs, qui recouvre en transgression l'Hauterivien et le Valanginien. Quant au *Tithonique*, il est lui aussi très ondulé et ne donne pas de falaise continue, mais dessine de magnifiques charnières anticlinales, se chevauchant en petites écailles. Enfin, à La Roche-des-Arnauds, on entre dans les *terres-noires*, pour ne plus les quitter jusqu'à Gap.

Mais ces terres-noires sont le plus souvent masquées par les *moraines*. Le fond de la vallée morte suivie par la route et le chemin de fer aboutit au *seuil de La Freyssinouse*, en traversant de magnifiques paysages morainiques (wurmien); et l'on est dominé au N par le plateau de moraines anciennes de Corréo, dont nous avons donné une coupe (fig. 10). La descente sur Gap se fait en franchissant de nombreux vallums de moraines latérales, déposées par le glacier de la Durance après l'abandon du seuil. De là la vue¹³ s'étend sur le S du Pelvoux, avec le Vieux Chaillol et le Sirac, sur les massifs ultradauphinois de Soleil-Bœuf, du Puy de Manse, du Chapeau de Napoléon, sur le front des nappes jalonné par les Autanes, Piolit, Chabrières, le Morgon; les Scolanes apparaissent dans l'extrême fond, en face de la Tête de Louis XVI (montagne du Caire); enfin, par temps très clair, on aperçoit même le sommet acéré du Brec de Chambeyron, sur la frontière italienne.

¹³ Table d'orientation signalée par un poteau indicateur au bord de la route, près de La Garde.

VIII. — De Gap au Puy de Manse, à la Tour Saint-Philippe, à la vallée d'Ancelle : zone ultradauphinoise et front des nappes de l'Embrunais au N de la Durance.

En disposant d'une automobile, deux de ces trois excursions peuvent être faites en une journée de Gap.

A) *Le Puy de Manse.* — Le trajet (automobile) de Gap au Col de Manse (fig. 11) ne montrera que les vallums latéraux (retrait de Wurm) de l'ancien glacier de la Durance et un magnifique

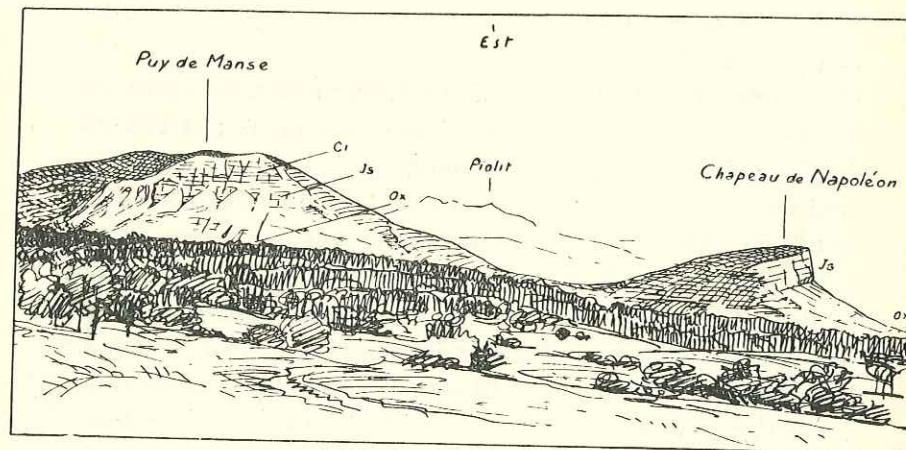


FIG. 11. — ECALLES ULTRADAUPHINOISES DU PUY DE MANSE ET DU CHAPEAU DE NAPOLEON (OU SOMMET DE LA ROCHETTE).

Vue prise de la route un peu au SW du Col de Manse.

On remarquera l'extrême réduction d'épaisseur de la série Malm (Js) - Crétacé inf. (Ci) surmontant les terres noires (Ox).

panorama du sillon de Gap et du dôme de Remollon, ceinturé de ses cuestas jurassiques. Ce col est le meilleur point de départ pour l'ascension du Puy de Manse, dont le versant W nous a permis (28, 32) de relever la coupe fig. 12.

Comparée à la coupe du Crétacé inf. de Veynes, celle du Puy de Manse en diffère par deux traits principaux : d'abord une

extrême réduction d'épaisseur : toute la série Séquanien-Aptien ne doit pas dépasser 200 ou 300 m.¹⁴ — et un effacement complet des différenciations lithologiques des étages, qui se fondent en un « Néocomien à Céphalopodes » analogue à celui des nappes ultrahelvétiques. Nous approchons ainsi du fond de l'avant-fosse alpine.

Du sommet du Puy de Manse, on a un magnifique *panorama* sur le Champsaur et le versant S du Pelvoux. On apercevra en particulier, dans les contreforts du Lingustier et du Sommet de Queyron, le modelé en tours ruiniformes caractéristique des grès nummulitiques du Champsaur, que l'on verra, à l'W de ce dernier sommet, venir recouvrir transgressivement le Cristallin du Pelvoux. La structure du massif des écalles ultradauphinoises de Soleil-Bœuf apparaîtra clairement, même à cette distance (voir fig. 3).

Enfin, à nos pieds, s'étale le magnifique *complexe fluvioglacière de la plaine d'Ancelle*, sur lequel E. HAUG avait déjà attiré l'attention. A un moment où le glacier wurmien du Drac en retrait avait déjà abandonné cette plaine et restait confiné dans la vallée même du Drac, le glacier local de la haute vallée d'Ancelle, bien alimenté par un cirque de sommets très élevés et très proches (Piolit, Fleurandon, La Coupa, Les Autanes), pouvait encore pousser sa langue terminale jusque bien en dehors des montagnes. La plaine d'Ancelle correspond à sa dépression centrale, à son « bassin terminal » (Zungenbecken), à peine modifié depuis cette époque, car les attaques de l'érosion régressive postglaciaire ne sont pas encore remontées jusque-là. On distingue un premier stationnement, dont les arcs morainiques, ceinturant la plaine, partent de la région des Faix pour se diriger entre Les Matherons et Saint-Hilaire; à un deuxième sta-

¹⁴ Il nous semble que sur la pl. relative aux faciès des nappes de l'Ubaye de l'ouvrage de D. SCHNEEGANS (118), cette épaisseur a été exagérée.

tionnement correspondent les moraines frontales sur lesquelles est construit le chef-lieu d'Ancelle; de ces moraines d'Ancelle émane un cône fluvio-glaciaire, une « nappe subordonnée » qui s'étale dans la plaine. C'est là un des exemples les plus beaux et les plus nets qui se puissent voir dans les Alpes d'un appareil fluvio-glaciaire marquant l'extrémité d'un ancien glacier en retrait.

On redescendra les premières pentes à l'E du sommet du Puy, pour voir la petite combe de marnes aptiennes (rares Ammonites pyriteuses) bordée à l'E par un retour des calcaires marneux rauraciens à Périssphinctes terminant l'écaille. De là on peut aller à Ancelle, ou rejoindre la route nationale entre Gap et La Bâtie-Neuve, en contournant par l'E l'écaille de Malm de La Rochette (Chapeau de Napoléon), dont on verra la coupe au passage (voir p. 38), ou encore continuer sur la Tour Saint-Philippe.

B) *La Tour Saint-Philippe*. — Les points d'accès les plus proches sont les villages de La Rochette¹⁵ et surtout du Château d'Ancelle.

Si l'on monte à la Tour par la croupe qui en descend vers l'W, on notera au passage les petits affleurements de *Nummulitique*, indiqués sur la feuille Gap par E. HAUG, qui apparaissent isolés sur les terres-noires : ce sont des calcschistes clairs et des conglomérats à galets calcaires à peine cimentés, qui ont l'intérêt de nous montrer nettement ici la transgression directe du Priabonien sur les terres-noires.

Quant à l'écaille elle-même de la *Tour Saint-Philippe*, elle a été tellement bousculée sous la poussée des nappes, puis désarticulée par de gigantesques glissements sur le socle de terres-noires, qu'il est vraiment difficile d'y reconnaître la série com-

¹⁵ Une nouvelle petite route carrossable, passant un peu en dessous de ce village, permet de monter par Montreviol jusqu'au hameau du Collet.

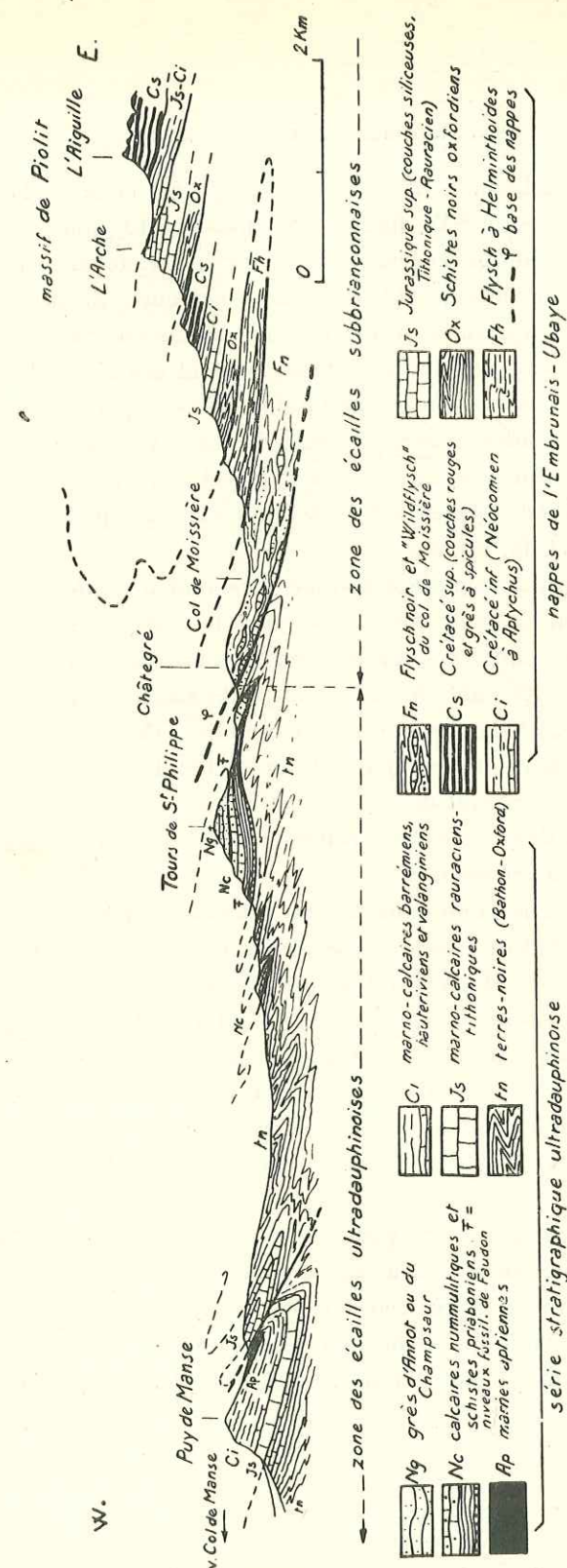


Fig. 12. — Coupe schématique de la région frontale des nappes de l'Embrunais au NE de Gap (écailles ultradauphinoises du Puy de Manse et de la Tour Saint-Philippe).

plète du Priabonien. La meilleure coupe est celle de la petite falaise du versant SW, figurée par BOUSSAC (12), mais ne montrant nettement que les termes inférieurs : conglomérats de base, puis 15-20 m. de calcschistes clairs, surmontés de minces lits ligniteux à empreintes de feuilles; au-dessus viennent les principaux niveaux fossilifères, qui se placent ainsi à la base des calcaires priaboniens proprement dits, très compacts, mais fragmentés et éboulés. L'horizon des schistes à Globigérines passe inaperçu; enfin le sommet de la Tour est constitué par les grès du Champsaur, dernier terme de cette « trilogie priabonienne » (voir p. 30 et fig. 12).

On visitera surtout le classique *gisement dit « de Faudon »*, situé en réalité sur le versant N, entre le sommet et un sentier bien marqué, dit « sentier des lentilles (= Nummulites) » qui contourne ce versant (fig. 14). Les petits fossiles (Nummulites, Operculines, Orthophragmines, Turritelles, Cérithes, Bivalves, Polypiers, etc.) pullulent partout, en particulier sur une croupe schisteuse émergeant des éboulis; mais les grandes *Natica vancouveriana* entières, très recherchées par les bergers et les passants, sont devenues très rares.

De la Tour, le *panorama* (fig. 14) est magnifique sur les massifs de Piolit et des Autanes (38, 39). L'immense masse de *Piolit* est toute entière formée d'un empilement d'écaillles subbriançonnaises : de loin on y reconnaît les falaises de calcaires massifs du Malm (Arche de Piolit), les rubans noirs des schistes oxfordiens, les épais calcschistes du Crétacé supérieur, donnant des crêtes claires très découpées (L'Aiguille), au pied desquelles se dessinent les bandes vivement colorées des « couches rouges ».

Sur le versant N de la vallée d'Ancelle, dans l'arête W de la *Petite Autane*, on revoit la même zone subbriançonnaise, mais déjà très laminée et très rétrécie, sans Crétacé sup. En effet, les premières pentes qui dominent Ancelle sont formées par les grès priaboniens autochtones, dont les stries régulières se

devinent sous de maigres prairies. Puis vient une succession de deux écaillles principales, dont le Malm forme les tours ruiformes du promontoire du *Cuchon*; immédiatement à l'E de la plus élevée de ces tours rocheuses, après une passée de

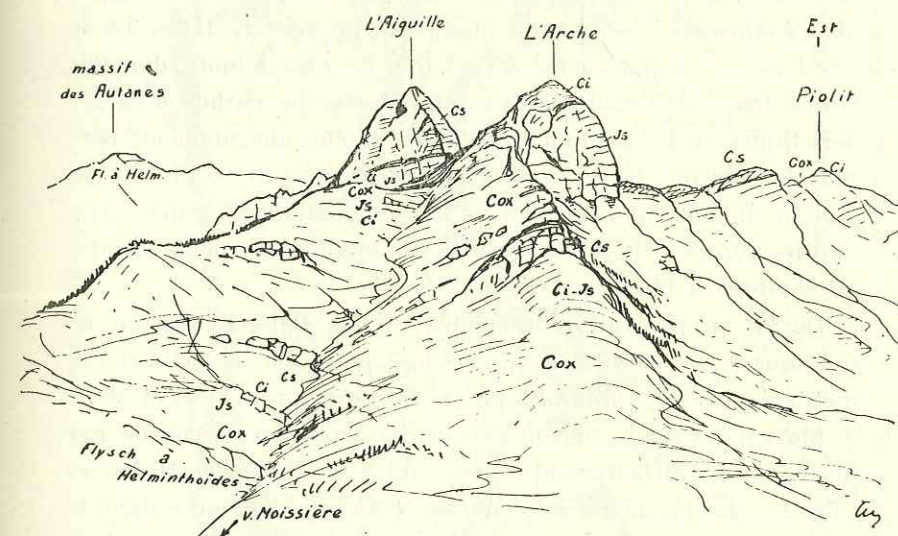


FIG. 13. — ECAILLLES SUBBRIANÇONNAISES DU VERSANT W DU MASSIF DE PIOLIT, VUES DU COL DE MOISSIÈRE.

Ces écaillles s'enfoncent à gauche sous le Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais, formant les sommets des Autanes; ce Flysch se retrouve, encapuchonné, à la base des écaillles subbriançonnaises.

Cox = Schistes noirs callovo-oxfordiens. — *Js* = Calcaires et calcschistes à radiolarites et microbrèches et calcaires massifs du Malm. — *Ci* = Calcschistes à *Aptychus néocomiens*. — *Cs* = Calcschistes plus ou moins gréseux (avec couches rouges à la base) du Crétacé sup.

schistes noirs (Flysch noir ou Oxfordien), commence la base du Flysch de l'Embrunais; elle débute par un gros banc de grès, formant une corniche régulière bien visible à distance, et se continue par la monotone série du Flysch à Helminthoïdes, auquel la Petite et la Grande Autane doivent leurs profils réguliers, bien caractéristiques pour toutes les montagnes constituées par cette formation (pl. IV).

Du sommet de la Tour, on redescendra par l'arête E. Au delà d'un petit col, on s'élèvera dans les pentes ravinées du versant S du Sommet de Chategré, pentes qui dominent la dépression marécageuse appelée « Lac Foudon » sur la Carte au 1/80.000°. C'est à ce col et dans ces pentes que passe la *limite des nappes de l'Embrunais*, comme l'a montré le premier E. HAUG. Ici le bord de ces nappes n'est formé que de *Flysch noir*, dont les amas chaotiques contrastent vivement avec les roches si caractéristiques du Priabonien autochtone qu'elles chevauchent; parmi les schistes, les grès et les microbrèches de ce Flysch, on notera un beau développement de *conglomérats* à galets cristallins, formant de petits ressauts au sommet des pentes raides et ravinées à l'E du col.

De là, on pourrait redescendre sur La Bâtie-Neuve, en ne manquant pas d'étudier au passage la coupe de la curieuse petite écaïlle de Nummulitique de Forestier [voir p. 63 et (32)].

Mais il est bien plus intéressant de descendre à Ancelle par le chemin (difficilement carrossable) du *Col de Moissière* (fig. 13). Le ravin qui descend au N de ce col entame dans le bas, sur sa rive droite, une importante masse de *Flysch à Helminthoïdes* (pl. IV) : nous conseillons donc de descendre dans le fond de ce ravin, et d'aller étudier les petites falaises de cette rive; car c'est la seule occasion, le long de tous nos itinéraires, de voir de près ce curieux faciès et de récolter de nombreux échantillons d'Helminthoïdes. Nous avons déjà eu l'occasion d'insister (p. 78) sur le problème que pose ce Flysch à Helminthoïdes, ici si curieusement pincé au front des écaïlles subbriançonnaises.

Au contraire, le long du chemin, qui se maintient sur la rive gauche à une certaine hauteur au-dessus du fond du ravin, on traversera un complexe de couches laminées et broyées tectoniquement, une sorte de Wildflysch, dans lequel on hésite à distinguer des lentilles de schistes oxfordiens, de couches siliceuses du Malm, de calcaires vaseux du Sénonien, etc. On ne

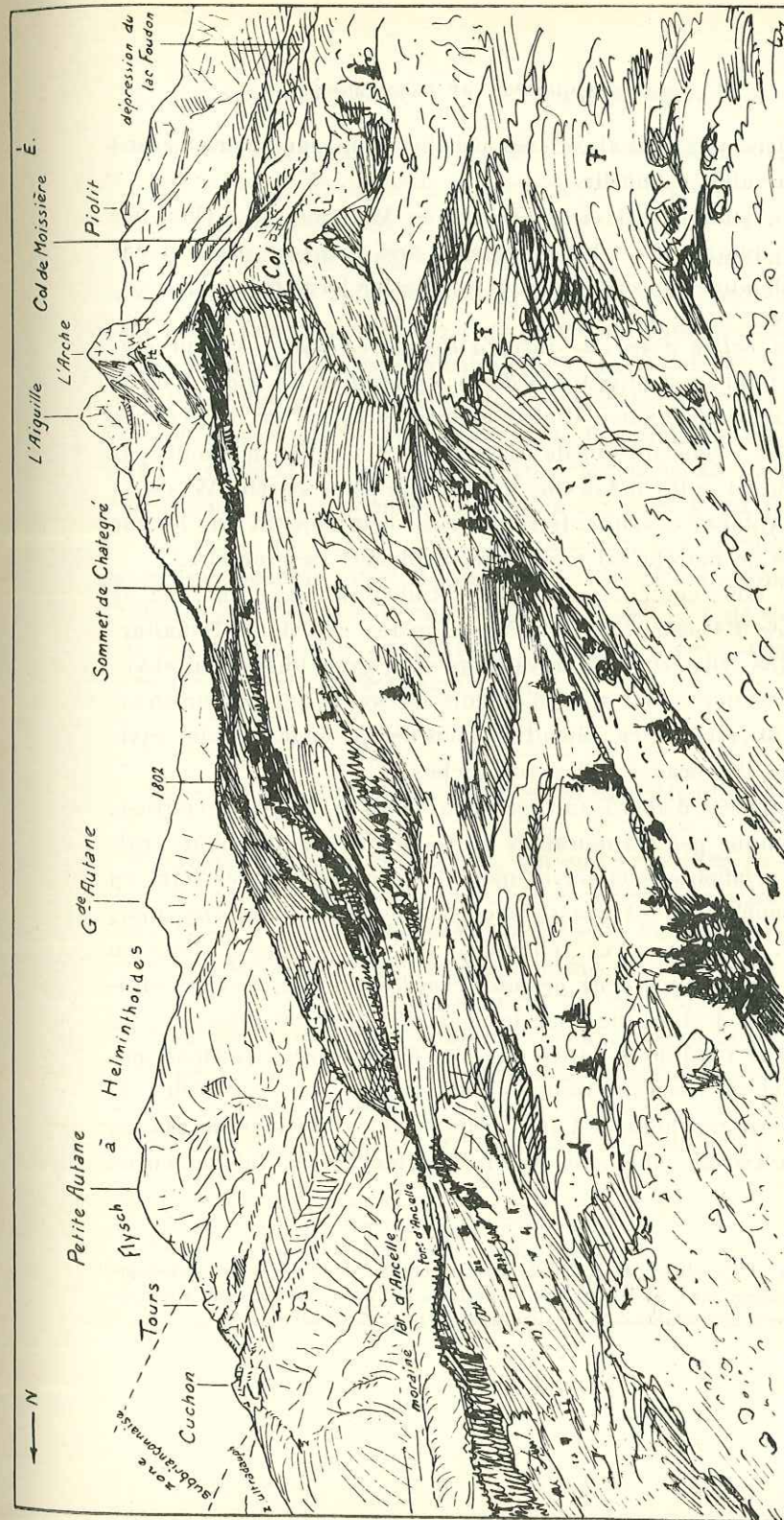


Fig. 14. — FRONT DES NAPPES DE L'EMBRUNAIS A L'ENTRÉE DE LA HAUTE VALLÉE D'ANCELLE.

Vue prise de la Tour Saint-Philippe.

Au premier plan, écaïlle nummulitique ultradauphinoise de la Tour Saint-Philippe (F = gisement priabonien fossilifère dit de Foudon) ; topographie très chaotique due à des écroulements et à des glissements de terrains.

La limite des nappes passe au « Col » situé entre le Sommet de Chategré et la Tour Saint-Philippe. La base des nappes est formée, au-dessus d'un coussinet de Flysch, par les écaïlles mésozoïques de la zone subbriançonnaise, très laminée à gauche (Tours du Cuchon), très large à droite dans le massif de Piolit. Le Sommet de l'Arche est en calcaires du Malm, celui de l'Aiguille est en calcaires du Crétacé sup.

Dans le fond, à gauche, on voit ces écaïlles subbriançonnaises s'enfoncer sous la grande masse de Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais.

s'attardera pas à analyser ces couches, que nous retrouverons dans la vallée d'Ancelle.

Enfin, au moment où ce vallon de Moissière va déboucher dans la plaine, il est brusquement barré transversalement par une splendide *moraine latérale* du glacier local d'Ancelle.

C) *La vallée d'Ancelle jusqu'à Rouanne-Haute.* — Pour étudier à fond la stratigraphie de la « *digitation de Piolit* » de la zone subbriançonnaise, il conviendrait de faire l'une des coupes suivantes : celle du Col de Moissière à l'Aiguille de Piolit, par l'Arche, ou celle d'Ancelle au Cuchon et à l'arête W de la Petite Autane; chacune de ces courses demanderait une longue journée de marche en montagne, en dehors des sentiers.

Nous nous contenterons donc d'étudier la *coupe du fond de la vallée d'Ancelle* (voir pl. IV) jusqu'aux chalets de Rouanne-Haute (38, 39); cette région sauvage et presque totalement abandonnée même en été n'est d'ailleurs desservie que par un mauvais sentier muletier, détruit en bien des passages par les ravissements des orages et les avalanches.

On traverse d'abord une zone broyée où la coupe est confuse, interrompue par les moraines ou les éboulis; l'autochtone (calcaires priaboniens et terres-noires) s'y enfonce assez loin, en demi-fenêtre, et est brassé avec des terrains subbriançonnais (Flysch noir, calcaires sénoniens, Flysch calcaire?). Puis en amont, on recoupe *deux grandes écaïlles*, dont les noyaux anticlinaux sont constitués par les *massifs calcaires* (Dogger) qui barrent le fond de la vallée dans les deux *verrous* de Rouanne-Basse et de Rouanne-Haute. Dans chacune de ces écaïlles, la série stratigraphique est très nette¹⁶ : Lias (à Rouanne-Basse, D. SCHNEEGANS) analogue à celui du Morgon et faisant corps

¹⁶ Sur la 1^{re} édition de la feuille Gap, le Dogger de ces écaïlles est indiqué en Jurassique sup.; et les schistes oxfordiens qui l'enveloppent sont attribués à des terres-noires autochtones apparaissant dans deux fenêtres.

avec les calcaires massifs du Dogger, — calcschistes à *Cancellophycus* et rares empreintes de grosses Ammonites, — schistes noirs oxfordiens à nodules, — complexe des schistes à zones siliceuses et hardgrounds du Malm, avec lits de magnifiques *radiolarites* vertes (plus rarement rouges) (faciès jusqu'à présent tout à fait inconnu dans cette partie occidentale de la zone alpine interne), — bancs calcaires plus massifs du Tithonique, parfois bréchoïdes, et passant aux calcschistes du Crétacé inf., avec abondants débris d'*Aptychus* et de Bélemnites. Toute cette série Oxfordien-Crétacé était autrefois attribuée au Flysch de l'Embrunais. Nous sommes arrivés là au bord E du fond de l'avant-fosse alpine, car déjà des microbrèches indiquent la première apparition des « sédiments de cordillères ». Quant au Crétacé sup., avec son faciès « couches rouges », il ne descend pas jusqu'au fond de la vallée et reste à une grande hauteur dans les contreforts de l'Aiguille.

IX. — De Gap au confluent Ubaye-Durance (feuille Gap).

Aux abords mêmes de la route, qui suit le « *sillon de Gap* », élargi en une *vallée morte* encombrée de grands *cônes de déjections*, il n'y a aucune observation à faire¹⁷; tout l'intérêt de ce trajet réside dans le splendide *panorama* dont on ne cesse de jouir, vers le N, sur les montagnes de la zone subbriançonnaise. Tout au plus pourrait-on conseiller d'élargir un peu ce panorama en s'élevant, aux deux extrémités de notre itinéraire, un peu au-dessus du fond de la vallée.

Au SE de Gap, on pourra ainsi monter (en quittant la grande

¹⁷ Signalons néanmoins le gisement fossilifère de La Justice, indiqué sur la Carte à 2.500 m. au NE de Gap, et où l'on peut récolter des fossiles pyriteux dans le Bajocien sup. marneux. On y accède en prenant la petite route carrossable qui passe sous la voie ferrée à Beau-Château.

route un peu au delà de la gare) sur la crête de *Saint-Main*; de là la vue s'étendra sur la dépression du Col Bayard et du Col de Manse, en arrière de laquelle apparaissent les sommets cristallins du Pelvoux; à l'W, l'horizon est barré par le bord subalpin du Dévoluy, avec les deux bastions tithoniques de Charrance et de Céuze, encadrant symétriquement l'entrée du seuil de La Freyssinouse.

D'autre part, en s'élevant au-dessus de la gare de Chorges par le chemin de Montgardin, on embrassera d'un seul coup d'œil le fond de la vallée, où s'étalent majestueusement les cônes de déjections, et l'immense cirque de montagnes qui, du Puy de Manse, par la Tour Saint-Philippe, Piolit, Les Parias, La Pusterle, se termine au Pic de Chabrières : aucun panorama n'est plus propre à donner l'idée d'un « pays de nappes »; et la pl. V nous permettra de nous contenter d'un bref commentaire, soulignant seulement les traits les plus visibles à cette distance.

Le soubassement de l'immense massif de Piolit est curieusement constitué (au-dessus d'une petite écaille de calcaires sénoniens qui la sépare des terres-noires autochtones) par une puissante masse de Flysch à Helminthoïdes, prolongeant sur le versant S celle que nous avons vue sur le versant W entre Ancelle et Moissière : on la voit ici former la falaise rousse qui supporte le plateau des Bavel; la petite aiguille rocheuse isolée qui se dresse à l'extrémité E de ce plateau est en calcaires du Malm, avec brèches et belles couches siliceuses. Plus à l'E encore, un gigantesque glissement (fort bien indiqué par E. HAUG en *Agl* sur la feuille Gap) interdit toute observation sur la base des nappes et leur contact avec l'autochtone. Les couches « en place » n'apparaissent que très haut, formant la falaise terminale. On se rend compte néanmoins que l'énorme masse de Piolit (dont le sommet culminant est en Malm-Néocomien) vient se resserrer à la base des parois rocheuses des Parias et de

La Pusterle. Cette digitation dépend donc bien d'écailles briançonnaises « inférieures ».

Quant à l'ossature des Parias et de La Pusterle, elle est formée par un noyau anticlinal de calcaires massifs (Trias-Jurassique) qui, à La Pusterle, forment le sommet lui-même, mais, aux Parias, viennent s'enfouir sous le Flysch à Helminthoïdes, dont on reconnaît sur l'arête le modelé caractéristique : on a donc là une unité subbriançonnaise supérieure, mais surmontée elle-même par ce Flysch. Puis le large col qui s'étend entre La Pusterle et le point 2210 est constitué uniquement par les écailles inférieures, au-dessus desquelles l'unité supérieure de La Pusterle a été enlevée par l'érosion. Mais, dans le massif de Chabrières, cette unité supérieure reparait, et ses calcaires (surtout triasiques) forment ici les arêtes dentelées de cette magnifique montagne, célèbre parmi les alpinistes gapençais; toutefois, on voit nettement qu'à son extrémité W cette falaise calcaire est elle aussi recouverte par le Flysch à Helminthoïdes du sommet 2210, arrondi et gazonné.

En résumé, et même à cette distance, nous pouvons reconnaître que notre zone subbriançonnaise comprend ici deux groupes d'écailles superposées, et avec des faciès différents : un groupe inférieur, avec la digitation de Piolit, où les faciès calcaires ne jouent encore dans le Mésozoïque qu'un rôle restreint, tellement que nos prédécesseurs n'avaient vu là que du « Flysch », — et une unité supérieure, celle de La Pusterle et de Chabrières, dont les calcaires massifs avaient immédiatement évoqué, aux yeux de E. HAUG, des affinités « briançonnaises ». Et enfin toutes ces écailles subbriançonnaises, même l'unité supérieure, sont encore recouvertes par la masse du Flysch à Helminthoïdes, ici très morcelée par l'érosion, mais se reliant sans discontinuité, sur le versant N (invisible d'ici) de la chaîne, à l'immense zone du Flysch de l'Embrunais. D'où la conclusion que nos écailles mésozoïques subbriançonnaises sont venues « par-dessous » cette couverture de Flysch, et non « par-

dessus », comme le croyait E. HAUG; bien entendu, pour compléter cette démonstration, il serait nécessaire d'étudier, en arrière de Chabrières, la vallée de Réallon (114).

Après la traversée du *seuil de Chorges*, notre route s'enfonce dans une étroite gorge creusée à la limite du Bajocien et des terres-noires, par l'érosion régressive postglaciaire remontant de la Durance, que nous rejoignons à Grand Pré; le panorama que l'on a de cette région sur le synclinal couché du Grand Morgon sera décrit plus loin.

X. — La basse vallée de l'Ubaye jusqu'à Revel : les écailles ultradauphinoises et le massif subbriançonnais du Morgon

[feuille Gap, Carte au 1/20.000° de D. SCHNEEGANS (118)].

A) *Description de la route.* — Le confluent Ubaye-Durance s'élargit dans les assises tendres du Lias schisteux et de l'Aalénien, se prolongeant au S dans les impressionnants paysages de bad-lands des collines de La Bréole. Ce confluent est dominé par la falaise de calcaires marneux *bajociens* supportant le plateau de Sauze; notre route est d'abord entaillée en corniche dans ces calcaires. Puis ceux-ci s'enfoncent sous les *terres-noires*, dans lesquelles la vallée s'élargit : c'est le *bassin du village d'Ubaye*, au fond duquel apparaissent brusquement les formidables falaises du Grand Morgon et de la Croix d'Ubaye et la pyramide triangulaire du Trou du Duc (fig. 15); le *panorama* que l'on a ainsi un peu avant d'arriver à ce village mérite un bref commentaire.

A l'extrémité de ce bassin, on voit la vallée traversée et rétrécie par une barre calcaire : c'est la lame *tithonique* servant d'ossature à l'écaille *ultradauphinoise* de Saint-Vincent. Sur la

rive droite, ces calcaires ressortent en une falaise mousse et claire où ils ont été exploités lors de la construction de la voie ferrée de Barcelonnette, actuellement abandonnée; vers le N, ils ne tardent pas à disparaître, notre écaille se cicatrise là dans les terres-noires. Mais sur la rive gauche de l'Ubaye la bande calcaire monte régulièrement pour former la barre rocheuse au sommet de laquelle se profilent les constructions pittoresques du fort de Saint-Vincent; vers le S, notre écaille va s'ennoyer sous les éboulis, les moraines et les forêts qui revêtent le versant NW du sommet de *Dormilloux* (ou Batterie du Colbas), où apparaissent les stries régulières caractéristiques des grès *priaboniens* couronnant ici l'écaille *ultradauphinoise* plus orientale de la *Batterie du Châtelard*, dont la barre tithonique, moins nette, passerait en arrière de celle de Saint-Vincent.

Au-dessus des terres-noires autochtones, qui emballent ainsi l'écaille de Saint-Vincent, se dressent, entre le Grand Morgon et la Croix d'Ubaye, les falaises du grand *synclinal couché du Morgon*, coupé ici longitudinalement (pl. V); le bas et le haut de ces falaises sont formés par les calcaires du Lias-Dogger, le milieu, où la pente s'adoucit, par les talus des calcschistes crétacés du noyau du synclinal. Enfin, à la crête même, un long liseré rouge, que l'on suit depuis le sommet du Grand Morgon jusqu'à la Croix d'Ubaye, est dessiné par les *schistes rouges du Trias* du flanc renversé du synclinal; le minuscule rocher du sommet terminal de la Croix d'Ubaye est constitué par les calcaires du Lias dépendant d'une nouvelle écaille.

C'est vraiment un spectacle saisissant que de voir le terrain le plus ancien de la région, le Trias, apparaître ainsi en strates horizontales au sommet même du massif; on se convainc facilement de l'impossibilité d'expliquer cette structure autrement que par de grands charriages. On appréciera également du premier coup d'œil les énormes différences de faciès qui, pour les mêmes étages, opposent ici l'autochtone, avec ses puissantes et monotones séries vaseuses et noires (Lias-Sénonien) et les

concordance (au moins apparente), mais en discontinuité stratigraphique très nette sur des calcschistes gris assez tendres : c'est le *Sénonien* à Rosalines de l'écaille de la Batterie du Châtelard, dans lequel est entaillée la profonde coupure du ravin; cette même coupe se voit aussi sur sa rive droite. Rappelons que toute cette série compréhensive (Oxfordien-Sénonien) de l'écaille de la Batterie du Châtelard, sous le Priabonien et jusqu'aux terres-noires, avait été rapportée par nos prédécesseurs au Flysch calcaire : c'était la « coupe de l'Allemandeysse » de J. BOUSSAG (12).

Au delà du ravin du Pas de la Tour, contre les calcaires priaboniens, en bancs plongeant suivant la pente du terrain, viennent se plaquer les *schistes à Globigérines*, deuxième terme de la trilogie priabonienne; puis ce sont les « grès d'Annot », entamés par de grandes carrières à droite de la route en arrivant au village du *Lauzet*. Mais, à l'entrée même de ce village, et à gauche de la route, les premières maisons s'adossent à des rochers calcaires également pétris de petites Nummulites; ainsi les grès d'Annot du Lauzet constituent le noyau d'un *synclinal couché* (isoclinal), dont l'axe est à peu près parallèle à la vallée. Ces calcaires priaboniens du flanc NE (inverse) de ce synclinal forment le beau *verrou* rocheux du *Calvaire du Lauzet* [beau panorama, voir la pl. II de D. SCHNEEGANS (118)] et sont entaillés par les pittoresques gorges de l'Ubaye; sur la rive droite, accessible par un pont derrière le village, ils sont surmontés par le Flysch noir de la base des nappes du Morgon; mais ici le contact de la nappe et de l'autochtone est assez peu net, et se fait dans une zone indécise de quelques dizaines de mètres.

L'*encoche* de ce verrou du Lauzet, suivie par la route, a son fond occupé par un petit lac glaciaire qui, avant les travaux du chemin de fer, formait un charmant décor encadrant les fières pyramides des Séolanes qui se dressent au fond de la vallée.

Au delà du village, notre route ne tarde pas à pénétrer dans le *Flysch noir de la nappe* : mais la végétation, les éboulis et

les moraines ne permettent guère d'observations (carrière de pierre à chaux, Flysch calcaire) avant les abords de Revel.

Avant de traverser le *pont du Martinet*, on a un magnifique panorama sur les digitations plongeantes du « *pli du Cap* » (ou de la base de la Montagne du Caire = Tête de Louis XVI de la Carte au 1/20.000^e), déjà bien figurées par E. HAUG sur la feuille Gap. La vallée est ici rétrécie par la traversée d'une bande de *calcaires coralliens du Malm*, qui, descendant des sommets des Séolanes, s'égrènent dans les rochers pittoresques sur lesquels s'élèvent les villages symétriques de Revel et de Méolans, puis se dressent en grandes falaises dans les rochers du Cap (voir pl. III). Le sommet de ce promontoire du Cap et le col qui le sépare de la Montagne du Caire sont formés par des *calcaires noirs du Lias-Dogger* : c'est le noyau de l'anticlinal couché : ce dernier émet une *digitation plongeante* qui s'insinue dans les blanches falaises de Malm, mais se boucle avant d'avoir atteint les grands éboulis qui descendent vers le hameau de Chaudon. Enfin, contre cette falaise de Malm corallien, se plaquent des assises grésocalcaires à patine plus rousse : c'est le *Lutétien* à grandes Nummulites transgressif directement sur le Malm. Tout cela appartient donc à la *digitation des Séolanes*, qui, comme nous le savons, est la plus inférieure des unités tectoniques constituant le massif du Morgon, sous lequel elle vient se laminer : de fait, à l'E, une masse de Flysch noir (avec lentilles de Flysch calcaire) sépare seule cette digitation des terres-noires autochtones qui réapparaissent en amont de Revel, marquant l'entrée de la fenêtre de Barcelonnette, où la vallée s'élargit démesurément.

Notre route, au delà du Pont du Martinet, est entaillée d'abord dans le *Flysch noir* de la base des nappes, puis dans les *calcaires coralliens du Malm* : ces derniers, dans un petit ravin, sont creusés d'une poche ou fissure remplie de Sidérolithique rouge; et immédiatement en amont, dans la tranchée, les calcaires montrent une zone broyée où ils s'injectent de veinules

rouges; W. KILIAN avait cru voir là un passage entre les deux types de Malm des zones internes, le faciès corallien et le faciès « marbre de Guillestre »; il est plus probable qu'il s'agit ici simplement d'un broyage tectonique de Malm corallien et d'un Sidérolithique (antélutétien ?).

Nous arrêterons notre remontée de l'Ubaye à l'Hôtel de La Fresquière, d'où part le chemin muletier de Revel, exactement au bord de la *fenêtre de Barcelonnette*.

B) *Deux excursions en marge de la route*. — L'exploration du massif du Morgon nécessiterait de très longues marches, sur des sentiers escarpés, et même le plus souvent, pour accéder aux points fossilifères, en dehors des sentiers; elle intéressera surtout les spécialistes de la Géologie alpine, auxquels l'ouvrage de D. SCHNEEGANS servira de guide. Pour les géologues de passage, nous décrirons seulement deux brèves excursions, pouvant très facilement être effectuées en une journée (au départ de Gap ou d'Embrun) si on dispose d'une automobile :

a) *Revel, Chaudon, le pli du Cap*. — De l'Hôtel de La Fresquière, on prendra le chemin muletier qui monte à Revel. On traverse d'abord le *Flysch noir* (avec lentilles de Flysch calcaire) qui recouvre les terres-noires de la fenêtre de Barcelonnette et forme ainsi la base des nappes du Morgon. Au village même de Revel, on atteint les *calcaires coralliens du Malm* et on continuera par le chemin en corniche aux flancs de la montagne en direction du hameau de Chaudon. Au delà d'un petit ravin, entaillé dans le Flysch avec lames de calcaires sénoniens et même de calcaires triasiques très laminés et méconnaissables (Trias « fluidal » de D. SCHNEEGANS), on retrouve un deuxième pointement de calcaires coralliens du Malm. En transgression sur eux (au-dessous du chemin) des *calcaires à grandes Nummulites du Lutétien*¹⁸ montrent un magnifique contact stratigraphique;

¹⁸ De magnifiques échantillons de grandes Nummulites pourraient être ré-

puis le chemin continue au pied des falaises de calcaires gréseux du Lutétien à patine rousse. On arrive ainsi dans les grands éboulis qui dominent les abords du plateau de Chaudon; au milieu de ces éboulis apparaissent des *gypses triasiques*, exploités autrefois dans une petite carrière maintenant presque entièrement recouverte par les éboulis. De là, on aperçoit au-dessus, dans la falaise, la *digitation plongeante* des calcaires noirs du Lias-Dogger signalée plus haut (voir pl. III); on remontera les éboulis jusqu'à rejoindre la base de cette digitation. Il y a là des calcaires oolithiques et bréchoïdes du *Dogger*, puis des schistes à *Cancellophycus* (Callovien ?), et surtout de magnifiques *radiolarites* rouges¹⁹, visibles de loin à cause de leurs couleurs : c'est la base des calcaires coralliens du Malm. On redescendra de là par éboulis ou sentiers sur la grande route au voisinage du Pont du Martinet.

b) *Écailles de Saint-Vincent et de la Batterie du Châtelard*. — On prendra la route de Barcelonnette à Digne, qui se détache de la route de Gap un peu en aval du Lauzet, immédiatement après la traversée du ravin du Pas de la Tour. Cette route s'élève d'abord en corniche dans les éboulis descendus de la Batterie du Châtelard; puis elle traverse le profond ravin qui sépare les deux écailles; les moraines et les forêts gênent ici les observations; en gros, la rive droite du ravin est formée par les terres-noires de la base de l'écaille de la Batterie, tandis que sur la rive gauche ne tardent pas à apparaître les calcschistes néocomiens de la couverture de l'écaille de Saint-Vincent; on les étudiera à l'entrée du petit *tunnel de Saint-Vincent*; ils y sont plus fossilifères qu'au fond de la vallée. Le tunnel est creusé à travers la barre *tithonique* de Saint-Vincent; on jouit là d'un

coltés sur la rive gauche de l'Ubaye, au revers S du rocher de Malm qui supporte le curieux clocher isolé de Méolans.

¹⁹ Découvertes par D. SCHNEEGANS.

panorama splendide sur le massif du Morgon, le dôme de Remollon et le bord du Dévoluy; de sorte que nous recommandons ce point de vue (voir pl. VI), même si on n'a pas le temps de pousser l'excursion plus loin.

Au delà du tunnel, la route de Digne pénètre dans les terres-noires et passe en dessous du *village de Saint-Vincent*; mais une route étroite, encore accessible aux petites automobiles, conduit à ce village, puis au *Col* (charmante clairière dans les forêts de mélèzes) *au S de la Batterie du Châtelard*; le long de ce trajet, moraines et végétation empêchent toute observation. De ce col, on prendra la route qui se détache vers le N et monte à la Batterie (abandonnée) en passant à l'W du point 1514; on traverse ainsi toute la série jurassico-crétacée de l'*écaille de la Batterie*; le col est en effet dans les terres-noires, tandis que la Batterie est dans des calcschistes gris clairs, probablement sénoniens (voir p. 41); dans cette série monotone de calcschistes, c'est à peine si l'on reconnaît le passage du Jurassique supérieur, marqué par quelques bancs calcaires plus massifs, d'aspect « tithonique ».

La Batterie constitue un *belvédère* merveilleux pour étudier en détail le massif du Morgon; c'est de là qu'a été prise la photographie de la pl. I de l'ouvrage de D. SCHNEEGANS (118), accompagnée d'un dessin explicatif auquel nous renvoyons.

De retour au col, on pourra suivre pendant quelques centaines de mètres un sentier forestier qui se dirige vers le SE, entaillé dans les pentes raides de la rive gauche du *ravin du Pas de la Tour*; il offre une belle vue sur la série jurassico-crétacée de l'*écaille*; mais toute stratigraphie précise de cette monotone succession de calcschistes est impossible, d'autant plus que les couches plongent suivant la pente du terrain. Notons seulement, comme points de repère: 1° qu'on nous a remis un *Perisphinctes* rauracien provenant de la partie supérieure du ravin; 2° que le long du sentier forestier nous avons recueilli une Ammonite probablement néocomienne (*Costidiscus* ?); 3° enfin

que dans le bas, au pont de la route de l'Ubaye, le ravin est entaillé dans des calcschistes sénoniens à Rosalines. Tout cela suffit à prouver que l'on ne peut attribuer cette série au « Flysch calcaire »; nous y voyons une *série compréhensive* Oxfordien-Sénonien, peu épaisse, indifférenciée, et correspondant au fond de l'avant-fosse alpine. L'évanouissement du « Malm », qui sert de repère dans la stratigraphie dauphinoise comme dans la Briançonnaise, est un fait nouveau qui avait induit en erreur nos prédécesseurs.

Du petit col, un ancien chemin militaire en pente régulière descend en lacets vers le NE (affleurements de Néocomien à Aptychus); il permet d'accéder au plateau sur lequel est bâti le hameau de *l'Allemandeysse* (La Mandeysse de la Carte au 1/20.000°); là apparaissent en transgression sur le Sénonien les calcaires priaboniens à petites Nummulites; près du village passe même une bande de schistes priaboniens qui marquent le prolongement du synclinal où se développent les grès d'Annot du Lauzet. Enfin, du village, un chemin muletier pittoresque descend rapidement dans les calcaires priaboniens jusqu'à la bifurcation des routes de Digne et de Gap.

XI. — Du confluent Ubaye-Durance à Saint-Clément : la demi-fenêtre d'Embrun (feuille Gap).

Pendant la première partie du trajet, jusqu'à Savines, il n'y a à noter que la vue sur le *versant N du Grand Morgon*, constitué par un grand *synclinal couché* vers l'WSW; l'Ubaye nous avait montré une coupe longitudinale de ce synclinal; de la vallée de la Durance nous en voyons une coupe transversale, où se dessine la *charnière* (voir pl. VII, fig. 2). Le *Trias* du flanc normal ou inférieur est presque partout masqué par les éboulis et les forêts; néanmoins, en un seul point on distingue, par un éclairage favorable, un mince liseré jaune de cargneules pas-

sant à la base de la falaise liasique et au-dessus des terres-noires autochtones affleurant dans les ravins. Ce qui frappe surtout, c'est l'énorme épaisseur de gypses, cargneules et schistes jaunes accumulés en arrière de la charnière, entre Font-Sèche et le Pic Martin-Jean²⁰ : on voit là des aiguilles de cargneules se profiler à travers les forêts de pins; leurs teintes jaunes permettent de les distinguer facilement des pyramides découpées dans les moraines, et dont les « demoiselles de Pontis » nous offrent précisément ici, plus à l'W, de magnifiques exemples visibles de certains points de notre route.

En montant au village de Savines, on aperçoit en face, sur la rive droite de la Durance, l'écaille anticlinale de Saint-Julien (Lias? à patine rousse) (voir p. 36) et les écailles nummulitiques qui s'allongent comme des murailles encastées dans les terres-noires à l'entrée de la vallée de Réallon (voir p. 43).

Entre Savines et Les Crottes, on traverse le majestueux cône de déjections du torrent de Boscodon. La rive droite de la Durance est ici ravagée par de gigantesques glissements (moraines argileuses sur terres-noires); les plus célèbres sont ceux du ravin de Sainte-Marthe, qui se jette dans la Durance immédiatement en aval d'Embrun; sur sa rive gauche un mouvement lent mais continu des masses morainiques déplace la voie ferrée de 50 cm. par an vers la vallée, et nécessite de constantes réfections.

Le « Roc d'Embrun » est formé d'alluvions interglaciaires (voir p. 154); et le talweg de l'ancienne vallée préwurmiennne ainsi remblayé devait passer à peu près sous la ville d'Embrun, au N du talweg actuel; car ce dernier correspond à une « épi-

²⁰ La nouvelle route carrossable qui, de l'ancienne abbaye de Boscodon, mène jusqu'à la Fontaine de l'Ours à travers de magnifiques forêts de sapins, offrirait d'ailleurs sur ces masses chaotiques de Trias le curieux panorama du bassin de réception du torrent de Bragous, où les teintes jaunes et rougeâtres des schistes et cargneules se superposent aux noirs ravinements de l'autochtone.

génie » de la Durance qui s'encaisse, en amont du Pont Neuf²¹, dans les calcaires marneux noirs du Dogger autochtone.

A Châteauroux, la cicatrice subbriançonnaise de Réallon-Saint-Clément se rapproche de la vallée (fig. 16); les pentes

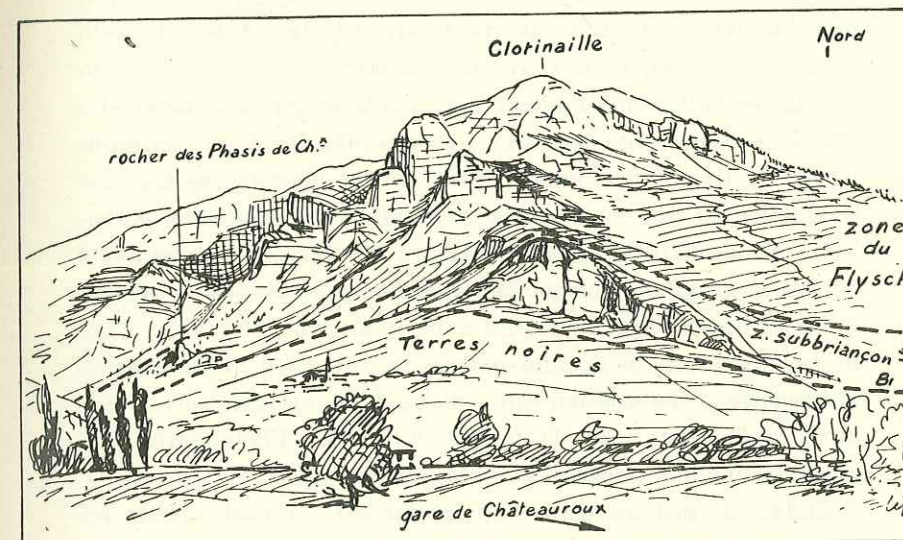


FIG. 16. — BORD DES NAPPES DE L'EMBRUNAIS, DOMINANT LE FOND DE LA DEMI-FENÊTRE D'EMBRUN, SUR LA RIVE DROITE DE LA DURANCE, AU-DESSUS DE CHATEAUROUX.

Au-dessus des terres noires autochtones, vient d'abord la zone des écailles subbriançonnaises : petites falaises de calc. du Malm, avec Néocomien à Aptychus et Lutétien gréseux dans les rochers des Phasis. Au-dessus, la zone du Flysch débute par un liseré de Flysch noir, surmonté par les falaises du Flysch gréseux de Clotinaille, découpées en tours ruiniformes.

noires au sommet desquelles se profile le vieux village de Châteauroux avec son clocher (Saint-Marcellin) sont encore dans l'autochtone. Mais la Roche Rousse (1357, Carte au 1/20.000^e) qui

²¹ De ce pont une route carrossable conduit à Crévoux : vues de ce village, les parois S du Pic de Saint-André qui, entièrement formées de Flysch, s'élèvent d'un seul jet de plus de 1300 m., donnent l'exemple le plus impressionnant qui se puisse voir de ces montagnes de Flysch à Helminthoïdes (Voir pl. II-B).

domine ce village est formée par du Malm-Néocomien (indiqué en Flysch calcaire sur la 1^{re} édition de la feuille Gap), avec le faciès des unités subbriançonnaises inférieures; cette petite falaise rappelle ainsi beaucoup la « Roche Rousse » que nous avons vu prolonger, sur la rive droite de l'Ubaye, l'écaille ultra-dauphinoise de la Batterie du Châtelard. De même, le petit rocher (point 1301 de la Carte au 1/20.000^e) qui, sur la rive gauche de la vallée du Rabious, est visible avant le hameau des Phasis, est encore en calcaires à Bélemnites du Malm (reconnus ici par E. HAUG) surmontés de calcschistes néocomiens à patine très claire où l'un de nous (20) a récolté un magnifique échantillon de lumachelle à *Aptychus*; des grès grossiers lutétiens à débris de grandes Nummulites sont transgressifs sur ce Néocomien et appartiennent encore sans doute au substratum subbriançonnais de la grande masse du Flysch de l'Embrunais. Ce dernier, débutant par un coussinet de Flysch noir, a pris dans la Montagne de Clotinaille le faciès « Flysch gréseux » avec son modelé en tours caractéristique.

Enfin, un peu au delà de Châteauroux, la route quitte les terres-noires pour entrer dans le *Flysch noir* de la base des nappes : c'est le fond de la demi-fenêtre d'Embrun. Vu de là, le confluent du Rabious montre nettement l'épigenie de la Durance : la rive droite du Rabious est dominée par des falaises de poudingues alluviaux interglaciaires prolongeant ceux du Roc d'Embrun; mais, près de la Durance, on voit les calcaires marneux bajociens sortir sous ces alluvions; et plus en aval les falaises de la rive droite de la Durance sont entièrement formées par ces calcaires; l'ancien talweg préwurmien devait suivre, à l'aval de Châteauroux, à peu près le tracé de la voie ferrée.

XII. — De Saint-Clément à Guillestre : traversée de la zone du Flysch de l'Embrunais et de la bordure externe du Briançonnais

[feuille Gap et Carte au 1/50.000^e de F. BLANCHET (10)].

A) *Par la rive gauche de la Durance et le Plan de Phasy.* — C'est l'itinéraire le plus rapide, suivant la route nationale. Immédiatement en amont de Saint-Clément, dans les parois du versant gauche de la vallée, les schistes et grès du Flysch de l'Embrunais dessinent la magnifique et célèbre « *charnière synclinale de Saint-Clément* »; couchée vers le SW, cette charnière matérialise en quelque sorte la signification « synclinale » de la zone du Flysch de l'Embrunais, ici fort rétrécie, car nous la traversons dans le fond de la vallée, par conséquent près du fond du synclinal.

Après avoir longé la base des grands éboulis qui descendent de cette charnière, notre route arrive aux « Bains du Plan de Phasy », signalés par des constructions caractéristiques; la source thermo-minérale qui les alimente²², originaire du Trias, a accumulé d'importants dépôts de tufs ferrugineux et rougeâtres. On atteint là le premier noyau mésozoïque (et primaire) du Briançonnais, la « nappe de Roche-Charnière », donnant ici la célèbre coupe du Plan de Phasy (voir fig. 17). On visitera, à proximité immédiate de la route, derrière un groupe de maisons, le petit massif du « granite du Plan de Phasy », tantôt très laminé, tantôt montrant un type « granite du Pelvoux » bien reconnaissable. En bordure du granite, des schistes rouges et des andésites extrêmement laminées indiquent des témoins de Permien. Le rocher calcaire qui domine toute la région est formé

²² Voir détails dans F. BLANCHET (10).

de calcaires triasiques et probablement jurassiques. Enfin, à l'E du massif granitique, des quartzites très broyés, des cargneules et surtout des gypses blancs affleurent dans une croupe pelée bien visible de loin.

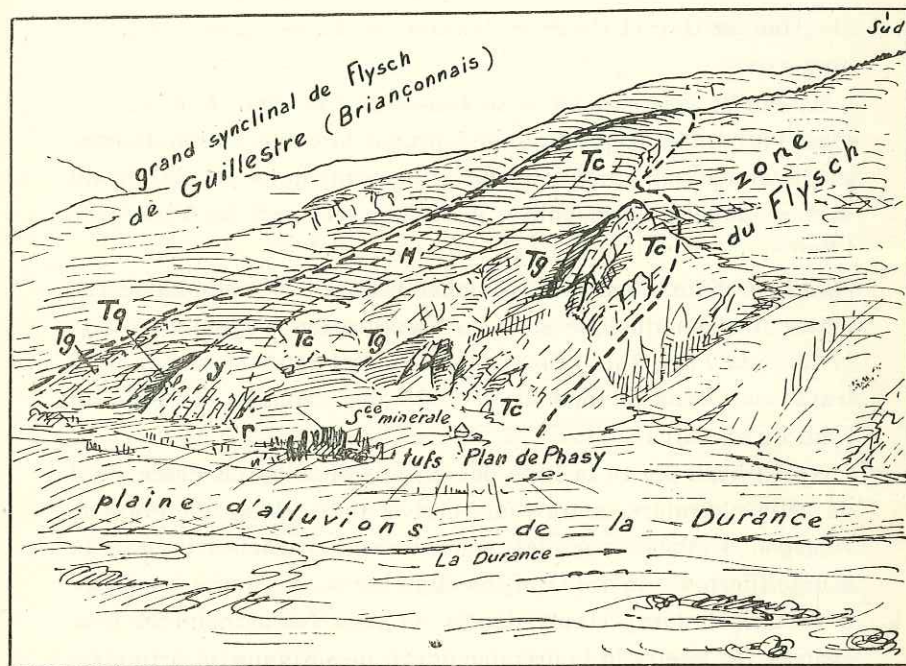


FIG. 17. — BORD EXTERNE DE LA ZONE DU BRIANÇONNAIS SUR LA RIVE GAUCHE DE LA DURANCE AU PLAN DE PHASY, EN AVAL DE MONTDAUPHIN.

Dans le Flysch apparaît le noyau mésozoïque de la nappe briançonnaise externe de Réotier-Roche Charnière. Il comporte : *y* = Granite du Plan de Phasy. — *H* = Houiller. — *r* = Permien très laminé. — *Tg* = quartzites. — *Tg* = gypses et cargneules triasiques. — *Tc* = calc. du Trias (et du Jurassique ?).

Ce noyau anticlinal s'ennoie sous un Flysch qui, à droite, est celui de la zone de l'Embrunais, et, à gauche, celui du synclinal de Guillestre, qui dépend du Briançonnais. Cela montre que la zone du Flysch de l'Embrunais n'est autre que la couverture du Mésozoïque briançonnais.

En face, sur la rive droite du Guil, se dressent les falaises du rocher de Montdauphin, semblable au Roc d'Embrun et formé comme lui de poudingues alluviaux interglaciaires. Et la montée

à Guillestre s'achève dans le *Flysch* du *synclinal briançonnais de Guillestre*.

B) *Par la rive droite de la Durance et l'éperon de Réotier*. — Cette coupe, très intéressante, peut être faite entièrement le long de routes étroites, mais très carrossables; elle nous montrera d'abord la zone des écaïlles subbriançonnaises.

Après avoir traversé le bas village de Saint-Clément par la route nationale, on prendra à son extrémité NE une petite route qui tourne à gauche et vient passer derrière la *Tour* qui domine le village et est construite sur des calcschistes sénoniens. Un peu au delà, la nouvelle route des Clots se détache, laissant à gauche l'ancien chemin que les piétons pourront prendre. En automobile, on montera par la nouvelle route jusqu'en un point où celle-ci vient décrire un grand lacet au-dessus du ravin du torrent de Couleau; en ce point, elle rejoint l'ancien chemin; on redescendra une centaine de mètres à pied le long de ce dernier.

Là, dans la croupe qui domine le ravin de Couleau, se trouve le célèbre gisement de *Lutétien à grandes Nummulites de Saint-Clément*: ce sont des grès grossiers et des brèches que l'on voit, dans les tranchées de la route, reposer en transgression stratigraphique sur des calcschistes gris presque certainement sénoniens dans lesquels est entaillée la gorge par laquelle le ravin aboutit à la plaine.

On redescendra ensuite à l'extrémité NE du village de Saint-Clément, et juste avant de rejoindre la route nationale, on prendra la nouvelle petite route de Réotier, que l'on suivra jusqu'aux ruines d'*Eglise-Vieille*. Un peu après ces ruines, un petit sentier remonte à gauche, au pied d'un talus raide, duquel descend un minuscule éboulis clair, résultant d'une petite exploitation de calcaires. En effet, au sommet de cet éboulis se montrent, dans un complexe de grès et de schistes, des *calcaires* spathiques plus ou moins gréseux et microbréchoïdes *pétris de petites Nummulites et d'Orthophragmines*: ce type lithologique, ressemblant

étroitement aux calcaires *priaboniens* autochtones, est au contraire inconnu dans le Flysch du Briançonnais et de l'Embrunais.

Aussi nous admettons que toute cette région de Saint-Clément que nous venons de parcourir est formée, non, comme on le croyait, par le vrai Flysch de l'Embrunais, mais par un paquet d'*écaïlles subbriançonnaises*, que nous avons décrites ailleurs⁽⁴¹⁾²³; elles comportent une série stratigraphique «compréhensive» (schistes noirs oxfordiens, calcaires à Radiolaires du Malm mal individualisés, calcschistes néocomiens, puis sénoniens à Rosalines) recouverte en transgression par du Lutétien à grandes Nummulites suivi de Priabonien fossilifère : ce sont là des faciès «subbriançonnais externes», même presque «ultradauphinois», mais que nous attribuerons à la zone subbriançonnaise à cause de la présence du Lutétien inconnu ici dans les zones alpines externes.

D'Eglise-Vieille, on continuera à suivre la route, en évitant les chemins qui s'en détachent à gauche. On entre dans le *Flysch de l'Embrunais*, dont un dernier affleurement se voit aux maisons du village des Moulinets; on y notera la présence de bancs gréseux grossiers bien caractéristiques, qui vont nous permettre de distinguer ce Flysch des schistes oxfordiens que nous allons rencontrer dans l'éperon de Réotier.

En effet, après les Moulinets, la route traverse un vallon herbeux dans lequel se dissimule sans doute une lame de Trias (gypses et cargneules, sources tufeuses) qui marque le début de la coupe de l'éperon de Réotier, nous faisant traverser la nappe

²³ Ces écaïlles sont d'ailleurs fort difficiles à individualiser; aussi nous n'y insisterons point; le géologue de passage se contentera de voir les deux gisements de Nummulites que nous signalons, et qui appartiennent à deux de ces écaïlles.

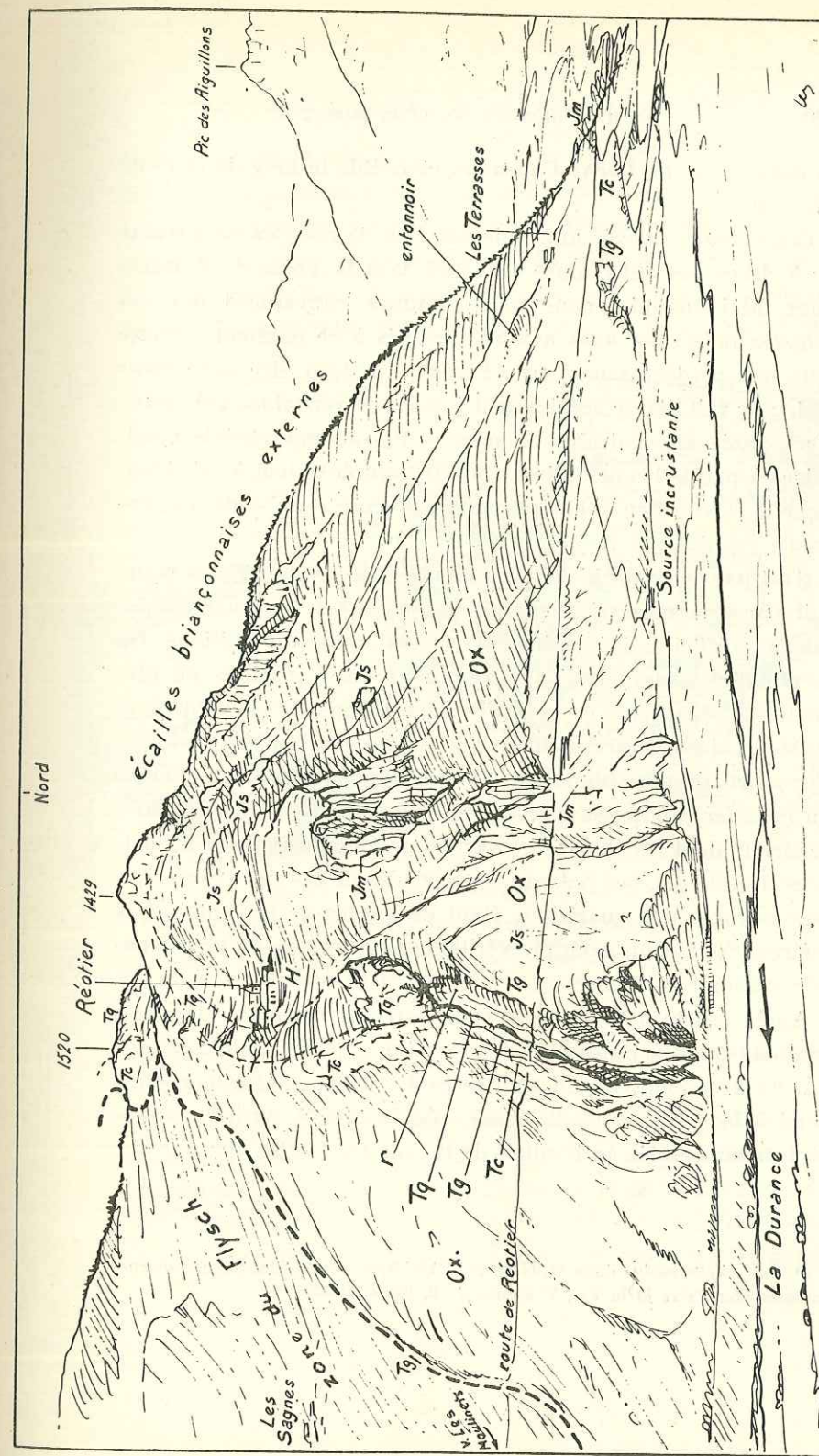


FIG. 18. — BORD EXTERNE DE LA ZONE DU BRIANÇONNAIS SUR LA RIVE DROITE DE LA DURANCE, DANS L'ÉPERON DE RÉOTIER.
Vue prise au SW du Plan de Phasy.

A gauche, limite interne de la zone du Flysch de l'Embrunais. Cette zone est ici bordée par les écaïlles briançonnaises externes de la nappe de Réotier-Roche Charnière, formées de terrains très laminés, en étroites bandes N-S.
H = Houiller. — r = Permien. — Tg = quartzites du Trias, relativement larges dans le haut, réduits à quelques décimètres dans le bas. — Tq = gypses et cargneules triasiques. — Tc = calc. triasiques. — Jm = calc. plaqués du Dogger (?). — Ox = schistes noirs oxfordiens. — Js = calc. du Malm (?) à zones siliceuses.

briançonnaise de Roche-Charnière et visible le long de la route (fig. 18).

Cette coupe, relevée autrefois par l'un de nous en compagnie de F. BLANCHET, est donnée en détail dans la Thèse de F. BLANCHET. Mais depuis, nous nous sommes convaincus que les *schistes noirs* que nous avions attribués à ce moment, comme tous nos prédécesseurs, au « Flysch » doivent être *oxfordiens* (s. l.); de fait, ils ne contiennent jamais de véritables grès grossiers, mais au contraire de minces lits de microbrèches calcaires à patine brune, qui en font un complexe tout à fait identique à l'Oxfordien subbriançonnais (encore représenté, comme on l'a vu, dans le Briançonnais externe).

C'est par de tels schistes que débute cette coupe. Elle se poursuit par une succession compliquée d'*assises extrêmement laminées*, difficiles à identifier, avec nombreuses répétitions. On reconnaîtra néanmoins sans ambiguïté des « marbres en plaquettes » sénoniens, des calcaires du Dogger et probablement du Malm, des calcaires dolomitiques et des cargneules triasiques, des *quartzites* d'un blanc pur (ressemblant à un filon de quartz), un *Permien* (andésites) vert-foncé, tout cela à l'état de « *filons* » verticaux dont les épaisseurs varient de quelques mètres à quelques décimètres. Les puissances normales de ces divers terrains, par exemple des quartzites, étant de l'ordre de la centaine de mètres, on a là un exemple véritablement unique de laminages effroyablement intenses.

Après la traversée d'une grande *barre de calcaires* plaquetés (probablement jurassiques), la route traverse les grands *éboulis* qui en découlent. Là un sentier raide (poteau indicateur) descend à la « *fontaine pétrifiante* » de Réotier²⁴, curieux édifice de tufs accumulés en bordure de la voie ferrée (fig. 19), par une

²⁴ Voir photographie dans M. GIGNOUX, Architectures édifiées par les sources tufeuses (*La Terre et la Vie*, 7^e année, n° 2, Paris, 1937).

source thermo-minérale symétrique de celle du Plan de Phasy. Ces éboulis recouvrent des *schistes oxfordiens*, dans lesquels s'insinuent plusieurs lames de *gypses*, dont la plus épaisse a été exploitée en carrière entre la route où nous sommes et le pont de la Durance. En remontant le vallon par lequel se prolonge au-dessus de la route cette bande de gypses, on arriverait, do-

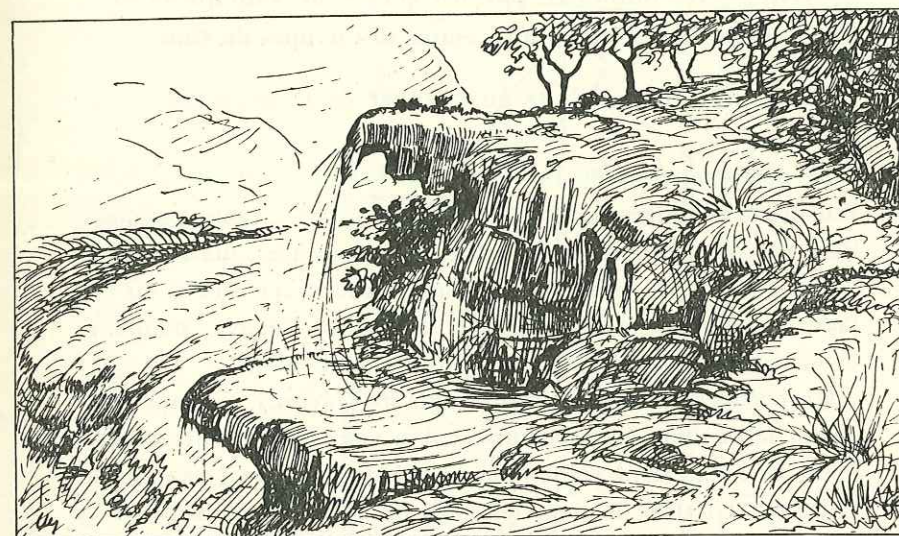


FIG. 19. — FONTAINE PÉTRIFIANTE DE RÉOTIER.

Les dépôts de tufs ont édifié une « gargouille » naturelle, à l'extrémité de laquelle les eaux s'écoulent dans une « vasque » en corniche. La source, d'origine profonde, est sans doute minéralisée, comme celle du Plan de Phasy, par les gypses et cargneules du Trias.

minant le hameau des Terrasses, à un entonnoir d'effondrement impressionnant par ses dimensions exceptionnelles.

Notre route pénètre ensuite dans des moraines; on laissera à gauche sa prolongation vers Chanteloube et on prendra la route qui retourne au S pour descendre au pont de la Durance. Sur cette dernière descente, on recoupe une série de calcaires jurassiques (Dogger ?), puis triasiques, avant de retrouver les gypses

et les schistes oxfordiens au débouché du pont. Après avoir traversé la plaine, et longé la base du rocher de Montdauphin, on rejoint la route qui monte à Guillestre.

XIII. — De Guillestre par les gorges du Guil jusqu'au Pont du Roi et retour : coupe des nappes du Guil

(feuille Gap et Carte au 1/50.000° de F. BLANCHET).

Le *gisement type* du fameux « marbre de Guillestre », ayant fourni les premiers fossiles étudiés par Charles LORV, est constitué par des *carrières* actuellement abandonnées, mais bien visibles de loin, car elles forment une tache rouge au SE du village, au pied de la grande forêt de Combe-Chauve; d'ailleurs cette localité ne présente pas d'intérêt particulier.

On prendra donc la nouvelle *route du Queyras*, qui, après un grand lacet dans les moraines, passe entre deux petits pointement rocheux, dont celui situé au N de la route porte sur la Carte au 1/50.000° le nom de *Pain de Sucre* (belle vue sur la vallée de la Durance et le Pelvoux). Dans ces deux rochers, on voit la série Crétacé sup. (marbres en plaquettes, ici sans brèche de base), Malm très laminé, calcaires triasiques broyés, en bancs plongeant vers l'W; par suite d'une petite faille de décrochement, qui doit passer entre les deux rochers, les couches ne se prolongent pas régulièrement de l'un à l'autre. Au delà du relief des calcaires triasiques, un vallon herbeux cache sans doute le passage d'une bande de gypses, cargneules et schistes qui se voit par contre nettement sur la rive droite du Guil, et constitue ainsi le terme inférieur, le plus ancien, de la *nappe supérieure du Guil* réduite partout à son flanc normal.

De là en effet la vue est magnifique, et la coupe que nous faisons au marteau le long de notre route peut être aisément re-

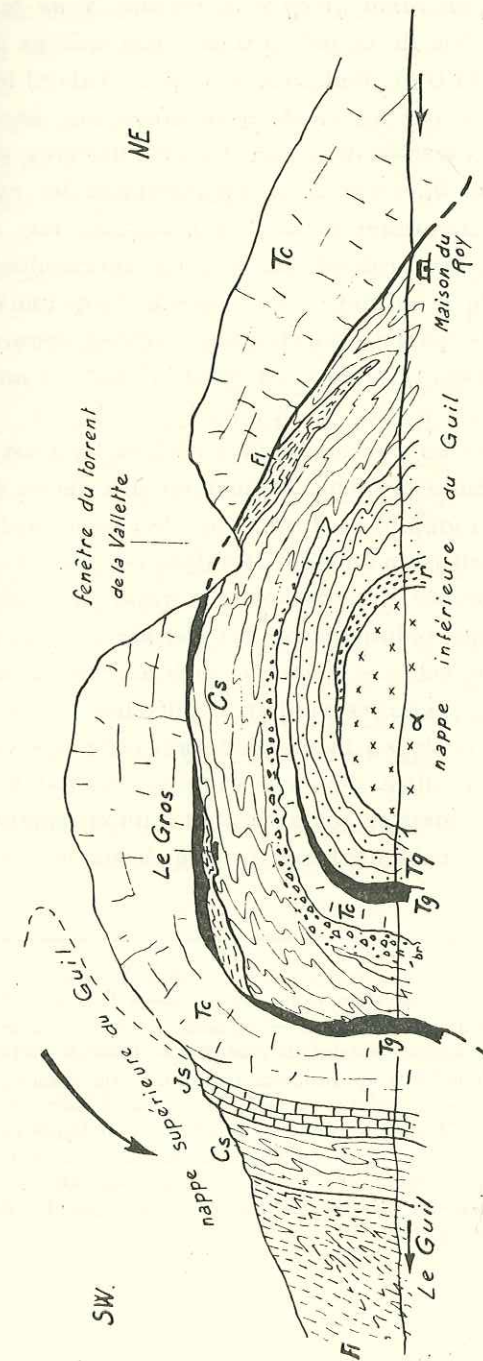


FIG. 20. — COUPE DES NAPPES DU GUIL, D'APRÈS W. KILIAN, F. BLANCHET ET M. ROQUES.

α = andésites permienues. — r = grès du Verrucano et schistes rouges permienues. — Tq = quartzites triasiques. — Tg = schistes bariolés, gypses et cargneules. — Tc = calc. triasiques. — Js = Jurassique sup. (marbre de Guillestre). — Cs = marbres en plaquettes du Crétacé sup. transgressifs, avec brèche de base (br). — Fl = Flysch.

trouvée dans le *panorama qu'offre le versant N de la vallée* (voir fig. 20). Au delà de ce petit vallon, nous entrons dans la *nappe inférieure du Guil*, dont nous recoupons d'abord le terme supérieur, constitué par les *marbres en plaquettes*, avec leurs *brèches de base* caractéristiques²⁵. Ici ces marbres en plaquettes surmontent directement en transgression les calcaires triasiques, d'ailleurs amincis par laminage; au delà encore, dans un ravin assez profond, passent les cargneules et les schistes bariolés du Trias moyen. Puis on entre dans une épaisse série de quartzites, parfois interrompue par des moraines. Et le noyau de la nappe inférieure est constitué par les *andésites* permienes, dont les teintes vives, rouges et violacées, colorent les parois abruptes au pied desquelles coulent les eaux vertes du Guil; ces andésites prennent fréquemment le faciès de brèches volcaniques à gros blocs, formations de « nuées ardentes » ou de « dômes d'extrusion » habituelles dans ces volcans acides. Le long de la retombée E de ce noyau andésitique se développent les formations sédimentaires du *Permien*, conglomérats du type Verrucano, schistes rouges, et grès à grains roses, faisant passage aux *quartzites* verdâtres, puis blancs, du Trias. Ces derniers, très épais, en bancs plongeant cette fois vers l'E, sont, au fond de la vallée, directement recouverts par les marbres en plaquettes; mais ce contact est dû à un étirement tectonique, car on voit nettement sur la rive droite les calcaires

²⁵ Ces dernières sont plus développées un peu au-dessus de la nouvelle route, le long de l'ancienne route (impraticable en certains points). Mais, pour faire une étude approfondie de ces « brèches de cordillère », il serait préférable de remonter en automobile la route de Guillestre au Col de Vars jusqu'au hameau de La Magdeleine; là on prendrait (à pied) le chemin d'Escreins pendant 2 km. environ; on franchit ainsi les calcaires triasiques de la nappe supérieure pour entrer dans la « fenêtre d'Escreins » prolongeant au S la « fenêtre du Guil »; les tranchées du chemin montrent là de magnifiques brèches à ciment rose, puissantes de plusieurs dizaines de mètres, étudiées par L. MORET et F. BLANCHET (81) (Voir p. 133).

triasiques encore bien développés au sommet de la voûte se laminent peu à peu à mesure qu'on descend le long de son flanc E.

On reste dans les marbres en plaquettes jusqu'à la *Maison du Roi* (Pont du Roi de la feuille Gap); ils contiennent même un noyau synclinal couché de schistes noirs qu'on peut attribuer à un « *Flysch* » qui, ici, ferait suite en continuité (?) au Crétacé supérieur. Là le confluent de l'Ubaye et du Cristillan (torrent de Ceillac) est dominé à l'E par la haute falaise des calcaires triasiques de la nappe supérieure, sous lesquels le Crétacé supérieur vient visiblement s'enfoncer. D'ailleurs, en continuant à suivre pendant 1 km. la route du Queyras, on verrait les marbres en plaquettes du fond de la vallée disparaître complètement sous les calcaires triasiques formant les parois escarpées des deux versants: la nappe inférieure s'enfouit donc ici sous la nappe supérieure; nous avons achevé la traversée de cette *fenêtre du Guil*.

Telle est cette fameuse « *coupe du Guil* », déchiffrée pour la première fois par W. KILIAN: elle montre un des exemples les plus nets qui se puissent voir d'un anticlinal de nappes et fournit la clef de la structure du Briançonnais.

Pour compléter cette traversée de la zone du Briançonnais, on pourrait pousser une rapide pointe plus en amont, jusqu'au Veyer. Après avoir traversé une minuscule *fenêtre* faisant réapparaître momentanément les marbres en plaquettes sous les calcaires triasiques, on pénétrerait dans une zone où la nappe supérieure est affectée de *plis droits*; un étroit anticlinal est marqué par des ravins de cargneules; il lui fait suite un large synclinal déjà *déversé vers l'Italie*, avec un noyau de marbres en plaquettes et des bordures de Malm. Mais l'étroitesse de la gorge et le revêtement de forêts rendent cette traversée de l'*éventail briançonnais* assez peu parlante pour le géologue de passage (voir pl. VII-1).

XIV. — De Guillestre à La Roche-de-Rame : Saint-Crépin, synclinal de Champcella

(feuilles Gap et Briançon; Carte au 1/20.000^e utile, feuilles XXXV-37, n^{os} 2 et 6).

Les indications données antérieurement (p. 82) nous dispenseront ici de toute description d'ensemble; nous nous contenterons de signaler les détails observables le long des itinéraires que nous conseillons.

Après être descendu de Guillestre dans la vallée (fig. 21), on traverse par la route nationale l'immense cône de déjections du torrent du Merdanel, à surface tout à fait steppique. Et on arrive au village de Saint-Crépin, bâti au sommet d'une butte rocheuse. La localité classique de la « *carrière de Saint-Crépin* » (abandonnée) (81) se trouve à l'extrémité SW de cette butte; on y accédera par un chemin qui descend de l'entrée S du village, ou encore, si l'on vient de la gare, en longeant la voie ferrée.

Cette carrière montre un fort beau contact stratigraphique (avec couche ferrugineuse rubéfiée) des *marbres en plaquettes* sénoniens à Rosalines et du *Malm* représenté ici, comme dans toute la région de Saint-Crépin, par des calcaires compacts blancs (vases coralliennes à Calpionelles) à la base desquels des intercalations rouges plus schisteuses ou amygdalaires (Argovien rouge) correspondent au faciès « marbre de Guillestre ».

Puis on reprendra la route de Briançon. Les *falaises blanches* qui s'élèvent au N de Saint-Crépin sont formées par ces calcaires du Malm; à leur base se plaquent les marbres en plaquettes, en talus également blancs, mais éboulés. Le sentier pittoresque qui monte aux Guions dans ces falaises ²⁶ permet-

²⁶ Ce sentier traverse des bosquets d'un *Genévrier* arborescent, dont on aperçoit de la vallée les têtes feuillues arrondies, simulant des pins : ce sont des *Juniperus thurifera*, espèce répandue dans l'Afrique du N, représentée dans les Alpes méridionales (jusqu'au Néron près Grenoble) par de rares individus isolés, et dont on a ici le seul peuplement important existant en France.

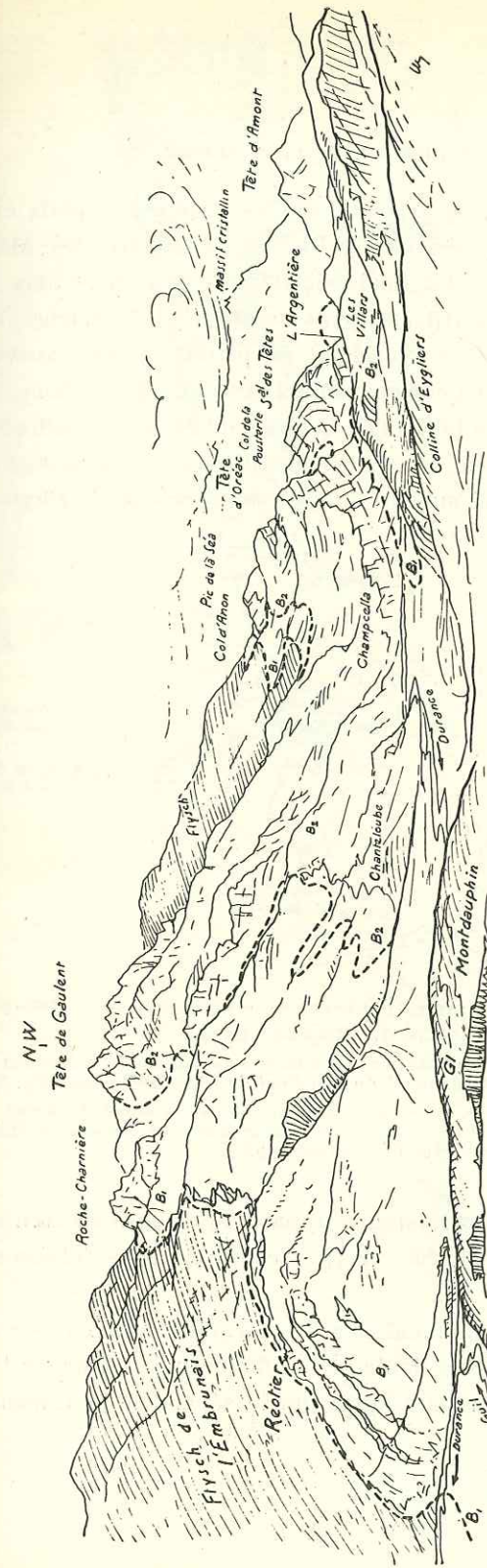


Fig. 21. — BORD DE LA ZONE DU BRIANÇONNAIS DANS LA VALLÉE DE LA DURANCE AU N DE MONTDAUPHIN.
Vue prise des carrières de Guillestre (voir pl. VII, fig. 3 et 4).

A la zone du Flysch de l'Embrunais, fait suite d'abord la nappe briançonnaise inf. (B1) de Rétier-Roche Charnière. Cette dernière est surmontée par la nappe de Champcella (B2), formant le massif de la Tête de Gaule et dessinant le synclinal de Champcella. A celui-ci succède, à droite, un anticlinal de nappes, grâce auquel les unités briançonnaises inf. (B1) reparaissent dans la « fenêtre de l'Argentières ».

trait d'aller explorer, en arrivant sur les premiers replats cultivés des hameaux supérieurs, le Rhétien fossilifère (18). Mais, en continuant jusqu'à La Roche-de-Rame, on aura le long de la route de nombreux affleurements de Malm et de marbres en plaquettes. Au-dessus de *Prareboul*, de petites failles transversales mettent brusquement en contact ces deux formations, simulant des « passages latéraux » qui avaient été admis autrefois par W. KILIAN. En face, la vue est magnifique sur le massif de Gaulent (voir p. 83) et sur les falaises du synclinal de Champ-

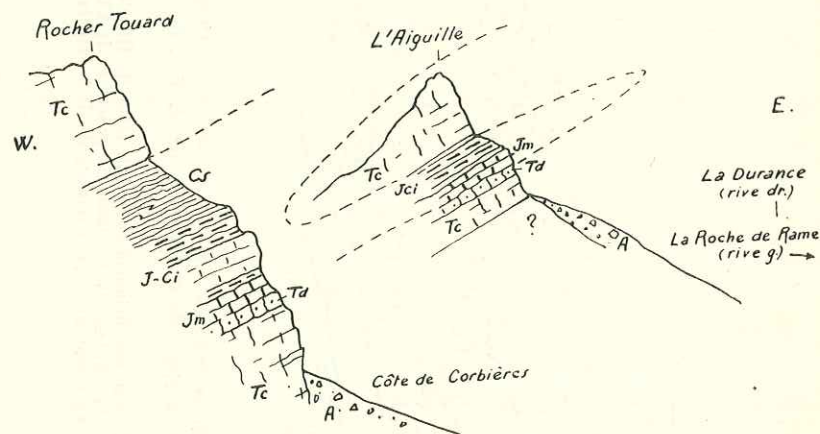


FIG. 22. — COUPES DES FALAISES DOMINANT LA RIVE DROITE DE LA DURANCE EN FACE DE LA ROCHE-DE-RAME.

Ces coupes montrent une digitation secondaire amenant un redoublement de la série mésozoïque dans le flanc W du synclinal de Champcella (voir fig. 23).

Tc = calc. triasiques. — Td = calc. dolomitiques du sommet du Trias. — Jm = calc. du Dogger. — J-Ci = complexe de calc. à zones siliceuses du Malm-Néocomien. — Cs = calcschistes du Crétacé sup.

cella, où les calcaires triasiques apparaissent bariolés d'injections sidérolithiques (p. 263) (21); la coupe de cette falaise est figurée ci-contre (fig. 22).

On débouche brusquement sur le charmant petit *Lac de La Roche-de-Rame*, dû sans doute à un effondrement dans un tréfonds gypseux; le verrou allongé qui le sépare de la Durance,

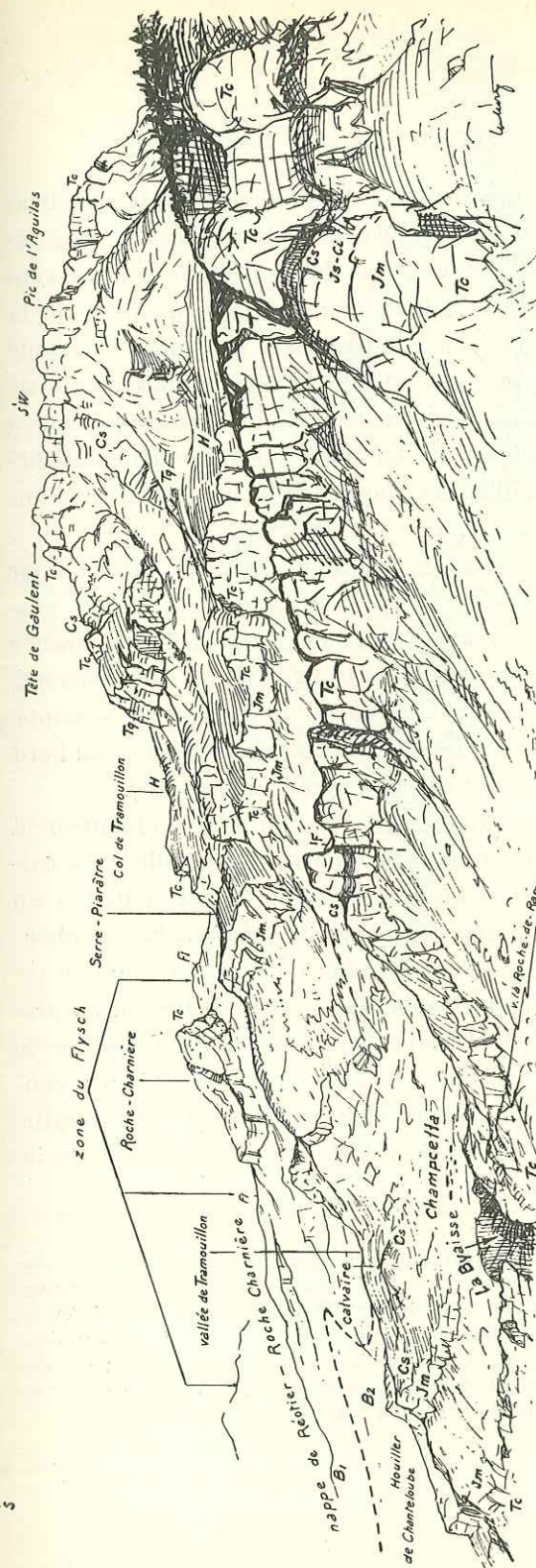


FIG. 23. — MASSIF DE LA TÊTE DE GAULENT ET SYNCLINAL DE NAPPES DE CHAMPCELLA, VUS DES CHALETS DU PUY, AU NNE DE LA ROCHE-DE-RAME.

Au premier plan, à droite, rebord E du synclinal de Champcella, avec sa falaise de calc. triasiques dominant la Durance; la série Trias-Jurassique-Crétacé y apparaît redoublée, par suite d'une digitation secondaire (voir fig. 22).

Au deuxième plan, cuvette du synclinal de Champcella, remplie de Jurassico-Crétacé (Jm-Cs) et s'élevant obliquement de gauche à droite. Au-dessus du plateau de Champcella et à droite, bordure W du synclinal : pentes de Dogger et falaise de calc. triasiques. Le replat au-dessus de cette dernière est occupé par les schistes houillers, noyau antichlinal de la nappe de Gaulent, se prolongeant par le Houiller de Chanteloub.

Au delà encore, falaises de quartzites et de calc. triasiques de la Tête de Gaulent, flanc inverse de la nappe (voir pl. VII, coupe 3). Ce premier ensemble appartient à l'unité briançonnaise interne (B2) de la nappe de Champcella. Au fond et à gauche, sous celle-ci, apparaît la nappe briançonnaise inférieure (B1) de Réotier-Roches-Charnière, poussée sur la zone du Flysch de l'Embrunais (F7).

H = Houiller. — Tq = Permien et quartzites triasiques. — Jm = calc. du Dogger. — J-Ci = Jurassique sup.-Crétacé inf. — Cs = calcschistes du Crétacé sup. — F7 = Flysch.

et dont notre route longe le flanc E, montre des calcaires triasiques avec de magnifiques structures bréchoïdes « diagénétiques » (27); ils correspondent sans doute au flanc W du « synclinal du Puy » (p. 87). A l'entrée du village, à droite de la route, derrière un petit rocher de calcaires triasiques surmonté d'une croix en fer, on peut aller voir des affleurements de schistes rouges sans doute argoviens. Enfin, immédiatement à l'E des dernières maisons de La Roche-de-Rame (Hôtel Fourrat)²⁷, des gypses affleurent dans une petite carrière abandonnée (p. 91).

On prendra ensuite la route de Champcella qui, après avoir passé sous la voie ferrée, franchit la Durance au pont des Traverses. De ce pont, on pourrait descendre le long de la Durance pour aller voir, avant les gorges de la Byaisse, les affleurements de marbres en plaquettes et de Houiller de la base de la nappe de Champcella signalés p. 90, ou au contraire remonter au bord de la rivière jusqu'à la coupe de Peyre-Tailla (p. 90).

Du pont, la route de Champcella (fig. 23) s'élève obliquement dans les éboulis; en atteignant la falaise, on y étudiera les calcaires triasiques rubéfiés. Au sommet de la falaise, à Pallon, on débouche brusquement sur le plateau de Champcella, où aboutit la vallée supérieure de la Byaisse. C'est là un exemple typique de « vallée glaciaire suspendue », d'où le torrent se précipite pour rejoindre la Durance dans une étroite « gorge de raccordement » postglaciaire, qui entaille le « gradin de confluence » constitué par le rebord E du synclinal de Champcella.

Au Pont de Pallon, la Byaisse traverse en une cluse étroite

²⁷ De La Roche-de-Rame, la plus belle excursion serait celle du Lac de l'Ascension par les chalets du Puy (une longue journée de marche en montagne sur bons sentiers muletiers); la feuille Briançon suffira pour s'orienter. Si l'on ne disposait que de quelques heures, on pourrait monter, au SE du village, dans la région de Combe-Rousse, qui domine le lac (très beau panorama); là, dans un petit vallonnement N-S qui aboutit au pied de la grande forêt de pins, on verra la coupe Rhétien-Lias-Dogger-Malm signalée p. 118.

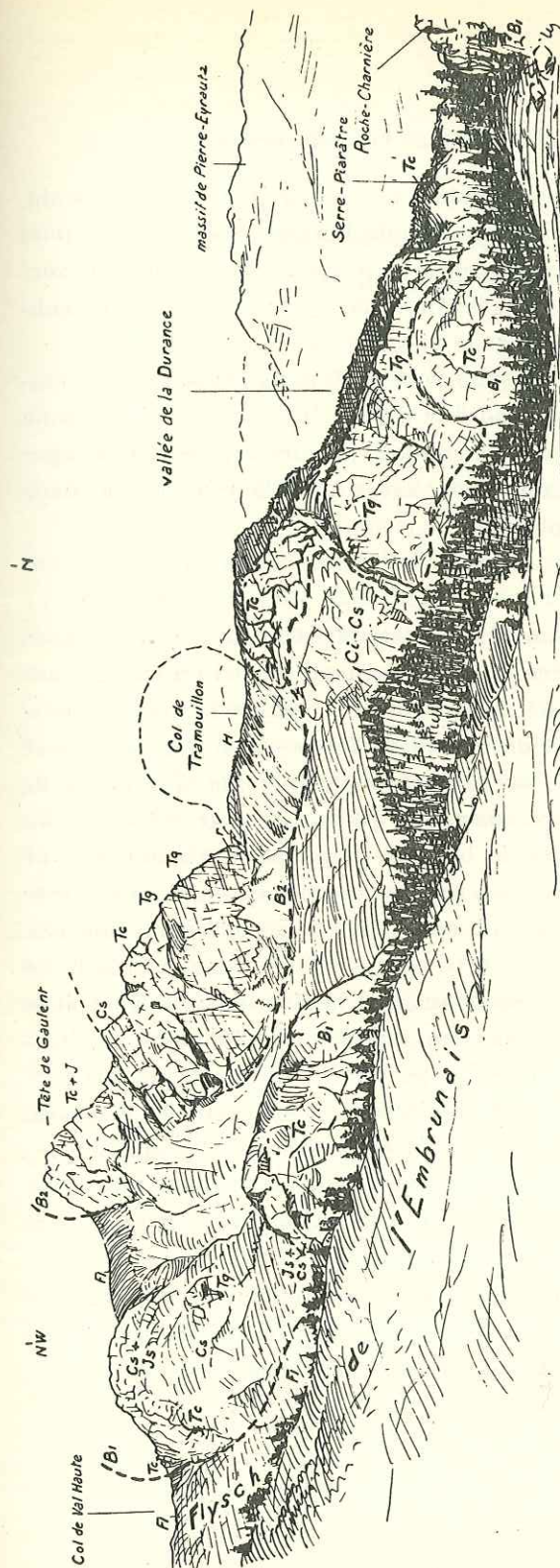


FIG. 24. — COUPE TRANSVERSALE NATURELLE DU VERSANT S DU MASSIF DE LA TÊTE DE GAULENT, SUR LA RIVE GAUCHE DU TORRENT DE TRAMOUILLON. Vue prise du petit col immédiatement à l'W de Roche Charnière.

Le Houiller du Col de Tramouillon correspond au noyau anticlinal de la nappe de Champcella, unité briançonnaise interne (B2), poussée sur la nappe de Roche Charnière, unité briançonnaise externe (B1).

A droite du Col de Tramouillon, le Houiller de base de B2 est complètement laminé; plus bas, en dessous de Serre-Piarâtre, il se réparait pour se prolonger jusqu'à Chanteloube.

A gauche de la Tête de Gaudent, les unités B1 et B2 sont séparées par un profond synclinal de Flysch qui, plus à droite, se lamine entièrement. Enfin B1 est poussée sur la zone du Flysch de l'Embrunais passant au Col de Val-Haute (voir pl. VII, coupe 3).

H = Houiller. — r = Permien. — Tq = Quartzites du Trias. — Tg = Gypses et cargneules. — Tc = Calc. du Trias. — J = Jurassique. — Ci-Cs = Calcschistes crétacés. — Fl = Flysch.

les calcaires triasiques, ossature de ce synclinal; et vers l'amont, s'ouvre la large et riante vallée de Freyssinières, dans le fond de laquelle apparaissent peu à peu, montant obliquement vers le Col d'Anon, des unités briançonnaises externes et même sub-briançonnaises.

La route retourne ensuite vers le S, dans les prairies et cultures qui recouvrent d'abord le Flysch du noyau synclinal (zone de glissement avec schistes rouges), puis les calcaires du Dogger et les marbres en plaquettes crétacées qui affleurent au voisinage du *chef-lieu de Champcella*.

De là, on pourrait redescendre par la route carrossable qui conduit à Chanteloube, en montrant de beaux affleurements de calcaires spathiques, oolithiques ou microbréchiques du Dogger. Mais il est plus intéressant de continuer à pied en empruntant le petit col par lequel, du bassin de Champcella, on peut descendre dans la *vallée du torrent de Tramouillon* (fig. 24); arrivé à ce col, on longera, par de mauvais sentiers, la *base même de la falaise de calcaires triasiques* qui constitue le rebord W du synclinal. Le Houiller de base de la nappe de Champcella ne tarde pas à se montrer au bas des pentes; et, entre ce Houiller et les calcaires, s'égrènent, en chapelets curieusement laminés, des cargneules et des quartzites du Trias, et des lambeaux de Verrucano permien. Cependant, sur la rive opposée, on voit le Houiller se plaquer contre les marbres en plaquettes qui forment la couverture de la nappe inférieure ou de Roche-Charnière; un peu plus au S, au débouché du ravin de Bouffard, s'intercalent entre ce Houiller et ces marbres en plaquettes des grès permien très épais, formant des falaises bronzées très déchiquetées : c'est un morceau du flanc inverse, ici localement conservé, de la nappe de Champcella.

Au sommet du village de *Chanteloube* se montrent les traces d'anciennes exploitations d'anthracite; et on rejoindra la route qui ramène à Saint-Crépin, puis à La Roche-de-Rame.

XV. — De La Roche-de-Rame au Pont de Prelles : fenêtre de L'Argentière

(feuille Briançon; carte au 1/20.000 utile,
feuilles XXXV-37, n° 1, 2, 5, 6).

A) *Par la rive gauche de la Durance (route nationale)*. — Cet itinéraire est de beaucoup le plus court et le plus aisé.

Entre Géro et le Pont Chancel, le panorama de la rive droite de la Durance montre, dans le massif du *Signal des Têtes*, le *renversement de l'anticlinal de nappes* décrit page 92 (voir pl. VII, fig. 5); on voit les quartzites formant, à l'entrée de la vallée du Fournel, la base du Mésozoïque de la nappe de Champcella, renversés sur les calcaires triasiques du Signal, dont les sépare une petite combe rectiligne correspondant au passage des gypses et cargneules très laminés.

Sur la rive gauche, notre route longe, en arrivant au Pont, des affleurements rocheux : ce sont des calcaires triasiques et jurassiques très broyés, prolongeant ceux de Peyre-Tailla (rive droite de la Durance en face de Géro), et appartenant à une *unité briançonnaise inférieure* très laminée, qui apparaît ainsi dans la fenêtre de L'Argentière sous la nappe supérieure du Guil (= nappe de Champcella). Les gypses de base de cette dernière se devinent sous les grands éboulis à surface chaotique qui s'élèvent au-dessus de cet affleurement rocheux.

Les petites falaises qui dominent la plaine avant La Bessée-Basse, et à travers lesquelles descendent les conduites forcées de l'Usine de L'Argentière, sont formées de calcschistes à zones siliceuses et de brèches (Dogger, Flysch?) qui appartiennent déjà au *noyau de la fenêtre*, et sont séparés des unités précédentes par des marbres en plaquettes mal visibles sur la rive gauche, mais constituant, sur la rive droite, les rochers dominant la gare de L'Argentière-La Bessée.

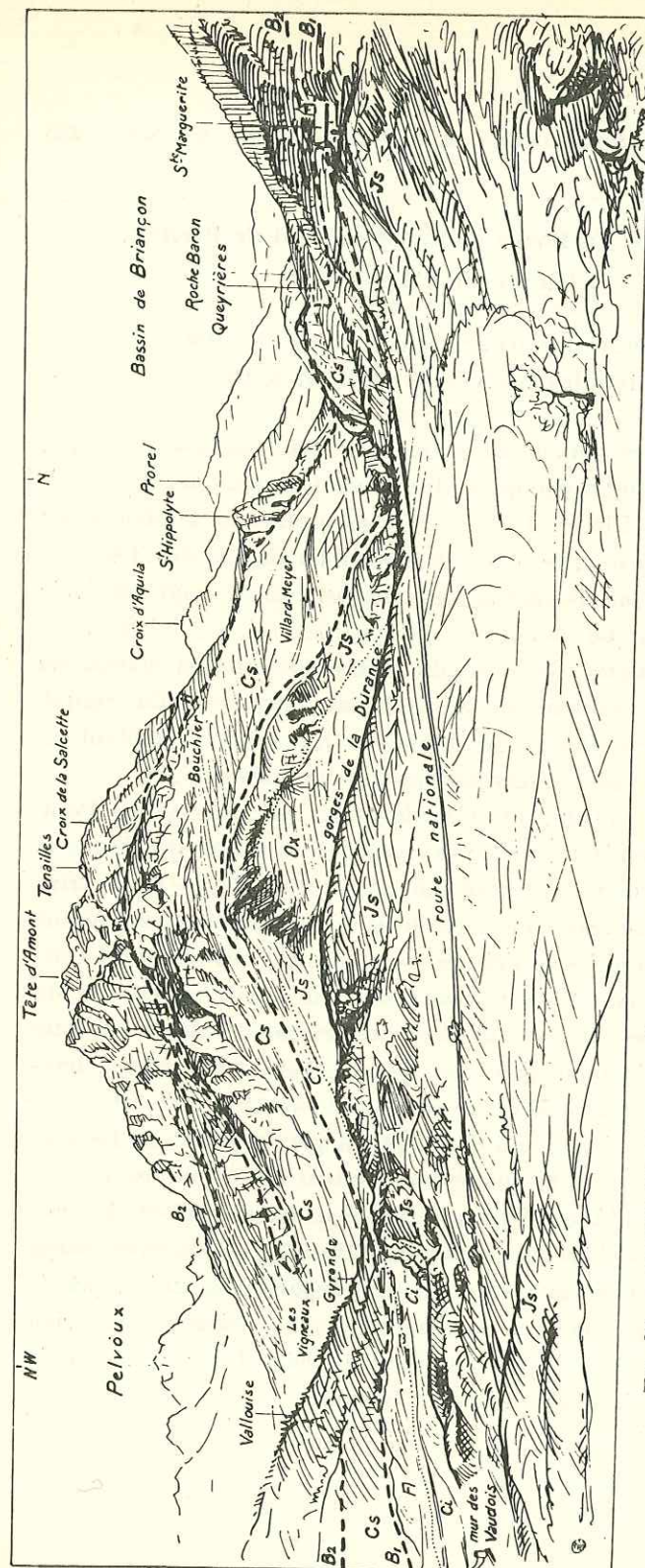


FIG. 25. — RÉGION DU CONFLUENT DURANCE-GYRONDE, DANS L'ANTICLINAL DE NAPPES DE LA FENÊTRE DE L'ARGENTIERE.
 Vue prise près de la Chapelle Sainte-Marguerite, sur la rive gauche de la Durance, au N de La Bessée.
 Ox, Js, C1, C2, C3, Js, Ox, H, et quartzite du Serre des Hières à gauche de Bouchier).
 Dans le massif de la Tête d'Amont, les limites, très sinuées, des 2^e et 3^e écaillés de P. TERNIER n'ont pu être figurées exactement (voir feuille Briançon au 1/80.000^e).

Au delà de La Bessée-Haute s'élève un magnifique « *gradin de confluence* » au sommet duquel la vallée en auge de l'ancien glacier de la Durance reste « suspendue » au-dessus de la vallée de la Gyronde (torrent de Vallouise), surcreusée profondément par le glacier beaucoup plus puissant qui descendait du Pelvoux tout proche²⁸. La route nationale monte en lacets le long de ce gradin; là ses tranchées entaillent une épaisse série de *calcschistes à bandes siliceuses*, avec bancs calcaires plus massifs, qui correspondent au Jurassique-Néocomien (indiqué en C sur la feuille Briançon) du noyau subbriançonnais de la fenêtre. En montant à droite à la *Chapelle Sainte-Marguerite*, on aurait le beau panorama reproduit sur la fig. 25; mais on peut aussi recommander d'aller à travers champs au *Signal Saint-Joseph*, d'où l'on a une vue plongeante impressionnante sur la « *gorge de raccordement* » postglaciaire que la Durance a entaillée ici dans le gradin, et qui est franchie par l'arche audacieuse des conduites forcées amenant une dérivation de la Gyronde.

Avant d'arriver à Queyrières, la route traverse une région de moraines et de grands glissements alimentés par le *Houiller* de base de la nappe sup. du Guil, où l'on voit des traces d'anciennes exploitations d'anthracites. Au-dessous de ce Houiller, les *marbres en plaquettes* (Crétacé sup.) qui enveloppent le noyau subbriançonnais de la fenêtre sont entaillés par les gorges de la Durance, vivement colorées par leurs teintes rouges ou vertes. Le charriage du Houiller sur ce Crétacé sup. est ici manifeste, d'autant plus qu'au-dessus de la route s'égrenent, entre ces deux formations, des lames de quartzites triasiques et de calcaires du Trias ou du Jurassique représentant les témoins d'unités briançonnaises inférieures écrasées et tronçonnées; le

²⁸ La morphologie de cette région a fait l'objet d'intéressantes discussions de la part de W. KILIAN et de PENCK et BRÜCKNER; voir PENCK et BRÜCKNER (88).

petit verrou qui domine *Queyrières* est l'un de ces témoins, au sommet duquel (beau panorama) on reconnaît nettement des calcaires dolomitiques à patine capucin du Trias sup. ou du Rhétien. Cette bande de calcaires et de quartzites laminés se suit de l'œil, à travers les gorges de la Durance, jusqu'à la *Chapelle Saint-Hippolyte*, où elle se renverse sur les marbres en plaquettes qui passent à l'W de ce piton rocheux (fig. 26).

Jusqu'à Saint-Martin-de-Queyrières²⁹, la route suit le Houiller de base du massif de Pierre-Eyraud, et elle descend au Pont de Prelles en longeant les parois du *verrou de Roche-Baron*, magnifique noyau synclinal de quartzites dans ce Houiller.

B) *Par la rive droite de la Durance et l'entrée de la Vallouise.*
— Cette route est plus étroite et plus escarpée, mais bien plus pittoresque.

Franchissant la Durance au Pont Chancel, on passera à la gare de *L'Argentière-La Bessée*. De là une route aisément carrossable jusqu'aux hameaux les plus élevés avant la chapelle Saint-Roch (plus ardue au delà) permettrait d'explorer rapidement la partie inférieure de la *vallée du Fournel*. Aux abords de la Chapelle, on verrait une magnifique coupe naturelle montrant la *succession continue Houiller-Permien-quartzites* : si l'on continuait jusqu'aux chalets de la Casse (en face de Champ-Didier), on aurait un panorama très intéressant sur la dépression du *Col de la Pousterle* : sous les calcaires triasiques renversés du Signal des Têtes (nappe de Champcella) apparaissent là des unités briançonnaises inférieures (Crétacé, Malm, schistes oxfordiens, Dogger), puis les épais marbres en plaquettes, peut-être déjà subbriançonnais, de la Tête d'Oréac, recouvrant le

²⁹ Point de départ d'une très belle promenade d'une journée, sur bons sentiers, au cirque de Fontfroide, au pied de Pierre-Eyraud : la feuille Briançon donne, pour cette région, des indications géologiques suffisantes.

Nummulitique autochtone par l'intermédiaire des quartzites de Champ-Didier et de gypses (non marqués sur la feuille Briançon) dissimulés dans une large vire qui s'élève obliquement au sommet de la falaise des grès nummulitiques.

De retour à la gare, on prendra la *route de Vallouise* qui, après avoir franchi la Gyronde, entaille de belles charnières anticlinales ondulées indiquant le dos du noyau subbriançonnais de la fenêtre : ces calcschistes gris correspondent probablement à un complexe Malm-Néocomien (Jl sur la feuille Briançon); en tout cas, dans les éboulis qui descendent de la route en direction du *Mur des Vaudois*, dont les tours ruinées sont visibles près de la voie ferrée, l'un de nous a récolté des lumachelles à *Aptychus* qui nous ont conduits à admettre que le *Néocomien* est bien représenté dans ce complexe (43).

Au hameau de *La Bâtie*, on montera sur la petite arête rocheuse qui, au S des maisons, domine les gorges de la Gyronde; elle montre des brèches à gros blocs de Trias qui appartiennent peut-être au Dogger : ce serait le terrain le plus ancien du noyau anticlinal subbriançonnais de la fenêtre, enveloppé par les marbres en plaquettes que l'on voit sur la rive droite de la Gyronde.

Aux *Vigneaux*³⁰, on retournera à droite sur la route de Briançon; elle traverse d'abord des calcschistes et des brèches attribuées autrefois au Lias (brèches du Télégraphe) par W. KILIAN et P. TERMIER et dont nous ferions plutôt du Dogger, comme les

³⁰ De là, on pourrait continuer jusqu'à *Vallouise*, d'où un bon chemin permet de monter à pied à Puy-Aillaud, à travers les « calcaires de Vallouise » (Dogger subbriançonnais); de ce hameau, on redescendra par des sentiers qui traversent le grand ravin au N du village (cargneules du Trias, éboulis de Nummulitique autochtone, lambeaux de schistes oxfordiens surmontant, dans le bas, de petits pointements des calcaires de Vallouise). Enfin, de Vallouise, une excellente route conduit aux hameaux de Pelvoux, puis dans les magnifiques prairies d'*Ailefroide*, au pied même du Mont Pelvoux, après avoir traversé le curieux synclinal liasique mentionné p. 60 et permis d'étudier en place le « granite du Pelvoux ».

précédentes. Au tournant brusque par lequel la route franchit l'arête rocheuse séparant les vallées de la Gyrone et de la Durance, les tranchées entaillent les *calcschistes à zones siliceuses* du complexe Malm-Néocomien (très rares *Aptychus*), que

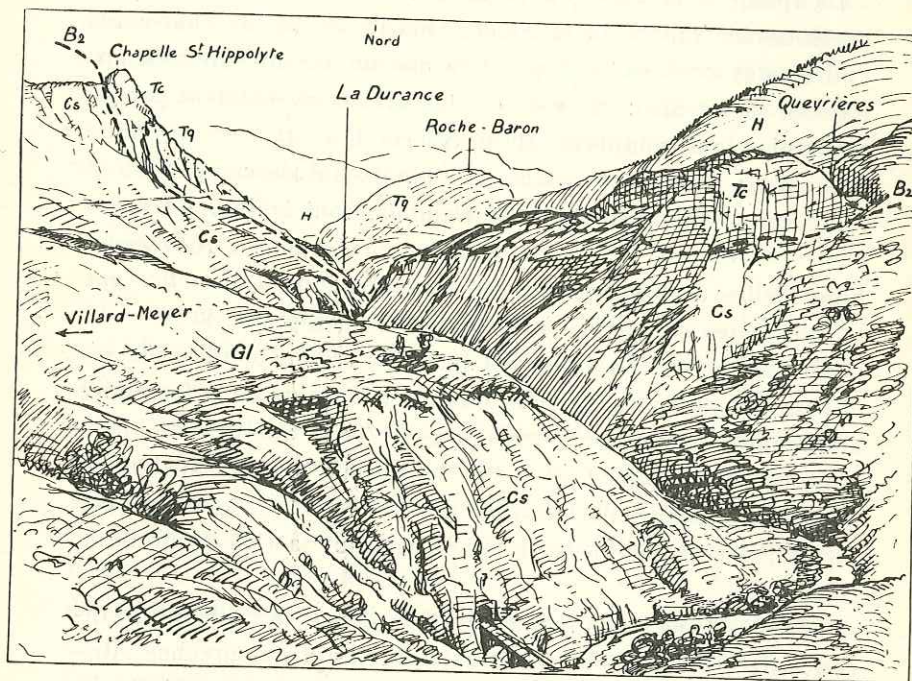


FIG. 26. — LES GORGES DE LA DURANCE DANS LA FENÊTRE DE L'ARGENTIÈRE.
Vues de la rive droite, au SE de Villard-Meyer, vers l'amont.

Les marbres en plaquettes (Cs) des unités briançonnaises inf. sont recouverts, suivant la ligne B2, par la nappe sup. du Guil. En dessous du noyau houiller de cette dernière, visible à droite, subsistent des lambeaux de son flanc inverse (Tc = calc. triasiques; Tq = quartzites); l'un de ceux-ci forme le verrou du Château de Queyrières, dont le village occupe l'encoche.
Au fond, grand verrou de quartzites du synclinal de Roche-Baron.

l'on verra mieux en descendant le long de cette arête jusqu'au sommet des à-pics au pied desquels coule la Durance (point de vue très pittoresque, près des conduites forcées). Au delà de ce tournant, et dans le noyau d'une grande voûte anticlinale (fig. 25)

dessinée par ces calcschistes très laminés, se montre une épaisse série de *schistes argileux très noirs* que nous attribuons à l'*Oxfordien* (s. l.) subbriançonnais. Après avoir franchi la retombée E de cette voûte de Malm, notre route aboutit au replat morainique de Villard-Meyer (fig. 26), puis s'engage dans des pentes vertigineuses de marbres en plaquettes.

A ce Crétacé sup., toit de la fenêtre de L'Argentière, succèdent brusquement les *quartzites* de la Chapelle Saint-Hippolyte, accompagnés d'un peu de Permien, quartzites à grains roses le long de la route, schistes rouges dans les pentes rapides qui descendent à la Durance : c'est la base de la 3^e écaïlle de P. TERMIER, laquelle se révèle ainsi comme le prolongement de notre « nappe de Champcella » et de la nappe supérieure du Guil.

XVI. — Du Pont de Prelles à Briançon et au Monétier-les-Bains :

zone houillère briançonnaise, Flysch de la Croix de Ciboui

(feuille Briançon; carte au 1/50.000 des Montagnes entre Briançon et Vallouise, par P. TERMIER; carte au 1/20.000 très utile pour les environs du Monétier, feuilles XXXV-36-1, XXIV-36-4).

Tout au long de ce trajet, il n'y a, aux abords immédiats de la route nationale, aucune observation géologique à faire. Pour les magnifiques *panoramas* qu'offre de tous côtés ce vaste bassin de Briançon, les cartes géologiques et la description structurale que nous en avons faite suffiront à orienter le voyageur; signalons que l'un des meilleurs points de vue est le petit jardin entourant le monument de P. TERMIER³¹, dans le grand lacet

³¹ Le socle de ce monument est en marbre vert de Saint-Véran en Queyras (serpentine dans les schistes lustrés) : la stèle est en calcaire du Jurassique supérieur (faciès « marbre de Guillestre ») du Pont du Castellet, près Saint-Paul sur Ubaye.

décrit par la route entre le sommet de « la Chaussée » et le Champ de Mars du haut Briançon³².

Pour prendre rapidement une idée du *Houiller* briançonnais (63), on peut conseiller deux courtes promenades en automobile : 1° en montant au village de *Puy Saint-Pierre*, on verra, sous ce village, de belles falaises de grès et poudingues houillers; — 2° la route de *Puy Saint-André*³³, à la traversée du sauvage ravin de Rif-Claret, montrera de magnifiques affleurements de microdiorites intercalées en puissantes coulées ou dykes dans les schistes et grès à anthracite [voir dessin de L. MORET dans (63)].

Le village du *Monétier-les-Bains* doit son nom à une *source thermale* issue sans doute d'une bande de gypses triasiques près du contact de la zone subbriançonnaise et du front du chevauchement briançonnais; d'anciennes émergences ont déposé des tufs rouges ferrugineux visibles dans le chemin qui descend à la Guisane.

Vues du Monétier, les *Montagnes entre Briançon et Vallouise* montrent nettement, dans leur partie N, leur structure isoclinale en « écailles » ou nappes élémentaires (fig. 29); de l'W à l'E se succèdent ainsi : 1° la zone du Flysch de la Croix de Ciboui; — 2° la zone subbriançonnaise, avec les aiguilles calcaires (Trias-Lias-Dogger) des Neyzeis et la blanche pyramide de la Cucumelle (calcschistes Oxfordien - Crétacé sup.); — 3° l'écaille (ou nappe) briançonnaise inférieure de la Tête du Grand-Pré, où l'on distingue au sommet la coupe Trias-Lias-Dogger-Oxfordien-Malm décrite page 126.

³² Sur la géographie urbaine de Briançon, voir PETIOT (Daniel ROPS) (89).

³³ Mentionnons que de ce village de Puy Saint-André la route continue jusqu'au hameau de Puy Chalvin et à la chapelle Saint-Laurent; on peut même souvent monter en automobile jusqu'au hameau des Combes. On a là d'excellents points de départ pour des excursions dans les montagnes entre Briançon et Vallouise, entre autres : a) Col de la Pisse, Cime de la Condamine ou Sommet de l'Eychauda; — b) Col de la Ricelle et Serre-Chevalier; — c) Notre-Dame des Neiges et Prörel (très vaste panorama).

Nous ne visiterons, dans ce massif, que la *coupe de la Croix de Ciboui* (23); d'ailleurs, la structure générale de la région ayant été décrite en détail plus haut (p. 56 et fig. 1 et 2), nous nous bornerons à des indications d'itinéraires, que l'on suivra sur la carte au 1/20.000.

Du Monétier, après avoir franchi la Guisane³⁴, on prendra le chemin muletier des *Sagnères*, qui traverse une épaisse masse de gypses blancs accumulés au contact de la zone subbriançonnaise et de la zone du Flysch. A l'extrémité S du hameau des Sagnères, on continuera par un sentier bien marqué qui traverse le large ravin des Prés les Fonts; les couches plongent à peu près suivant la pente du terrain, de sorte que la coupe est ici très confuse. Sur le versant gauche du ravin, le chemin passe dans les couches de base du Flysch, parmi lesquelles on trouvera des bancs calcaires avec petites Nummulites et Orthophragmines : ce sont les *calcaires priaboniens*. Sur la rive droite, la *lame de granite* qui sert de substratum au Flysch est réduite à des amas de blocs éboulés et très altérés, en un mélange chaotique avec des schistes bariolés du Trias et des calcschistes jurassiques.

Après la traversée du ravin, le long du sentier avant son entrée en forêt, on verra un contact net des calcaires avec la lame de granite : ce contact indique clairement une *transgression priabonienne*, débutant par des grès grossiers ou des brèches qui remplissent les fentes du granite.

On s'élèvera directement dans les pentes rapides, boisées ou gazonnées, jusqu'à atteindre un vaste replat qui, à l'altitude de 2100 m. environ, s'étend au-dessus des arbres les plus élevés. De ce replat la vue plonge vers le S sur un immense *cirque* dans le milieu duquel se trouve une petite cabane à moutons.

³⁴ A la tête du pont rive droite, remarquer une dalle calcaire avec sections de Bélemnites et de Brachiopodes : c'est sans doute du Dogger subbriançonnais, provenant des premiers rochers à l'entrée rive droite du vallon du Tabuc.

Sur l'arête qui se dessine, descendant de ce replat au sommet du versant N du cirque, on suit alors la *lame de granite*, épaisse de quelques mètres et nettement plaquée par-dessus un talus de schistes noirs jurassiques (oxfordiens ?) ³⁵. On se rend compte de l'énorme épaisseur de Jurassique (et Trias) qui sépare la lame du massif cristallin du Pelvoux (s. l.) et on voit en même temps, *dans les parois de la Croix de Ciboui*, notre lame de granite comprise entre Jurassique et Flysch.

De là, on descendra dans le fond du cirque, et, obliquant à droite, on atteindra le *fond du vallon du Tabuc* suffisamment en amont pour pouvoir traverser le torrent. Un sentier bien marqué descend le long de sa *rive droite*. La vallée se rétrécit brusquement à la traversée de la lame granitique formant falaise; un petit couloir permet de revoir, au sommet de cette falaise, la base du Flysch, formée ici de quelques bancs calcaires très laminés, suivis de schistes noirs, puis des alternances habituelles de grès et de schistes ³⁶.

Descendant toujours la rive droite en aval de ce défilé, on arrive au *pont des Grangettes*; on pourra traverser ce pont et remonter par de petits sentiers le long de la *rive gauche*; on retraversera ainsi la lame de granite, et on verra, au delà, la coupe du Jurassique et du Trias (avec spilites) qui la supporte et dont il a été question page 35.

Pour rentrer au Monétier, on restera, au pont des Grangettes, sur la rive droite, pour rejoindre les sentiers qui descendent du Col de Vallouise; on traverse ainsi la bande de *Dogger* subbriançonnais (traces de fossiles, Polypiers, Hydrozoaires, Bivalves, Brachiopodes) qui affleure sur la rive droite du vallon immédiatement avant son débouché dans la vallée de la Guisane.

³⁵ C'est dans cette région que sont prises les deux photographies des pl. I et II de la Note de M. GIGNOUX (23).

³⁶ Si l'on ne dispose que d'une petite demi-journée au départ du Monétier, on pourra se contenter de venir en ce point par le sentier qui se maintient sur la rive droite du vallon du Tabuc.

XVII. — Du Monétier-les-Bains au Lautaret :
zone subbriançonnaise, zone du Flysch des Aig. d'Arves;
front du chevauchement briançonnais

(feuille Briançon; carte au 1/20.000 utile, feuille XXXIV-35-8).

Immédiatement en amont du Monétier, une falaise s'élève progressivement du fond de la vallée : ce sont des calcaires et calcschistes noirs, très altérables et ravinés, ne donnant pas de grands abrupts verticaux, car leurs strates ondulent pour devenir parfois parallèles à la surface du terrain; la hauteur de la falaise est donc certainement supérieure à l'épaisseur réelle du *Dogger* qui la constitue : c'est là le prolongement de la bande de *Dogger subbriançonnais* (I³⁻² de la feuille Briançon) qui vient du Col de Vallouise et dont l'excursion précédente nous a montré des affleurements à l'entrée du vallon du Tabuc.

Vu de la route nationale, le grand *ravin* sauvage qui aboutit vers le hameau du *Casset* nous donne un bon aperçu de la structure de cette falaise : le bas est en calcaires et calcschistes relativement durs et ondulés du *Dogger*; à mi-hauteur, une zone à pentes moins raides marque le passage des schistes noirs oxfordiens; enfin le sommet est entaillé dans des calcschistes plus clairs, à patine rousse : c'est la « série compréhensive » Malm-Crétacé inf. et sup. ³⁷.

Plus en amont, à moitié chemin entre le Casset et le Lauzet, la route, qui circulait jusque-là dans les éboulis, longe la base

³⁷ Rappelons que sur la 2^e édition de la feuille Briançon les calcaires du *Dogger* sont encore attribués au Lias (I, I³⁻², I⁴⁻¹, I^{2a}), comme les fameuses brèches du Télégraphe qui sont en Maurienne sur le prolongement direct de notre bande; et les calcschistes qui les surmontent sont répartis, assez arbitrairement, entre un « Crétacé sup. » (c) et un « Flysch » (e).

de la série subbriançonnaise, il est nécessaire de quitter le chemin et de monter à droite, par des escalades assez pénibles, dans le talweg même de ces ravins. On traverse ainsi une série de calcschistes assez clairs, à patine rousse, avec minces lits de microbrèches; des assises teintées de rouge y correspondent sans doute à un « Argovien rouge », mais il n'y a à ce niveau aucune lacune de sédimentation; des bancs de calcaires plus massifs y indiquent vaguement le sommet du Jurassique; des calcschistes clairs, à patine blanche, représentent le Crétacé inf.; enfin, vers le sommet des ravinements, des teintes rouges et vertes montrent que nous arrivons dans les vrais « marbres en plaquettes » du Crétacé sup., sans que nous ayons pu observer le moindre indice d'une discontinuité de sédimentation dans cette série schisteuse, en somme assez peu épaisse : c'est la bordure orientale (microbrèches) du fond de l'avant-fosse alpine.

A la tête de ces ravins, on aboutit à un replat reboisé ou gazonné; là passe la base du chevauchement briançonnais. Des débris de schistes et grès houillers parsèment le sol, et, au-dessus du talus en pente douce sous lequel ce Houiller se dissimule, on voit se dresser la formidable paroi de l'Aiguillette, montrant la coupe de toute la série « briançonnaise interne » : les quartzites, généralement laminés ou masqués, apparaissent néanmoins, au-dessus des chalets de l'Alpe, en une grosse lentille allongée dont le sommet est souligné par la vire des cargneules, gypses et schistes bariolés; les calcaires triasiques s'élèvent d'un seul jet en blanches falaises verticales; les calcschistes rouges du Malm (Argovien rouge) forment, presque au sommet, une large vire dans laquelle une petite prairie forme une tache d'un vert insolite et visible de très loin (du Lautaret) au milieu de ces parois rocheuses nues. Cette bande de Malm est ici pincée en *synclinal couché*, extrémité du grand synclinal de la Ponsonnière et de la Roche du Grand-Galibier; en effet, au-dessus de cette vire de schistes rouges, les calcaires

triasiques réapparaissent dans la falaise terminale de l'Aiguillette : c'est le flanc oriental, renversé, du synclinal.

Soulignons encore le profond contraste qui se manifeste si nettement ici (après le Dogger) entre la série vaseuse, continue, de la zone subbriançonnaise, et les faciès calcaires, lacunaires, bréchoïdes, des mêmes étages dans la zone du Briançonnais; et la *superposition*, sur une même verticale, de ces deux séries de faciès si différents, illustre bien l'importance du charriage de ce front briançonnais. De fait, il nous manque ici les termes de passage qui seraient constitués par les « unités briançonnaises externes »; la *Roche Robert* (carte au 1/20.000), tour rocheuse carrée qui est comme posée au sommet de la falaise de Dogger au N du Pont de l'Alpe, est peut-être un représentant de ces unités : elle est surtout formée de calcaires triasiques, avec, à sa base, des calcaires probablement jurassiques, mais tellement laminés qu'aucune stratigraphie n'y est possible.

Le replat que nous avons atteint est parcouru par un bon sentier forestier qui se dirige vers le N et redescend aux chalets de l'Alpe³⁸, où nous serions arrivés beaucoup plus commodément par le chemin muletier, en renonçant à l'escalade des ravins.

Aux chalets, on se trouve au milieu d'un magnifique cirque,

³⁸ Ces chalets sont le point de départ de deux belles excursions : a) celle du Col du Chardonnet, dans laquelle on ne verra que du Houiller, avec ses microdiorites, anthracites et graphites; — b) celle du Grand Lac de la Ponsonnière : les alpinistes y accéderont rapidement par la falaise (petite escalade) qui, exactement au N des chalets, forme verrou barrant le lac; les promeneurs prendront le chemin muletier qui se détache (poteau indicateur) de celui du Chardonnet, passe vers d'anciennes mines d'anthracite (empreintes d'Equisétites, de Sigillaires, etc.), contourne à l'E le Pic de la Perdrix et arrive à une grande hauteur au-dessus du lac; on peut continuer de là jusqu'au Col de la Ponsonnière ou au sommet de la Roche du Grand-Galibier, facilement accessible par le Lac Blanc.

dont le *panorama géologique* se déchiffre facilement avec la carte géologique et nos descriptions antérieures (p. 99). Pour l'apprécier pleinement, et en particulier pour avoir une vue complète du flanc inverse du synclinal de l'Aiguillette, nous recommandons de faire le tour de ce cirque. Des chalets, on traversera le torrent principal (pont) et on suivra le bon sentier forestier, visible de loin, qui traverse horizontalement les éboulis de Dogger du *versant W* du cirque; ce trajet permet d'étudier de près les calcaires du Dogger, avec débris de fossiles. On aboutit ainsi au point 1932 de la carte au 1/20.000, magnifique belvédère pour revoir tout le cirque de l'Alpe, la vallée de la Guisane et les glaciers du Pelvoux (Pic des Agneaux). De là, on peut descendre directement au Pont de l'Alpe par des éboulis raides, ou bien continuer à suivre le sentier horizontal qui se dirige vers le N en passant juste au-dessous du noyau anticlinal liasique signalé plus haut; on atteint ainsi un petit bois de mélèzes dans lequel la descente sera plus facile; nous y avons remarqué des *Cancellophycus* dans des blocs éboulés provenant des calcschistes qui s'intercalent, dans la zone sub-briançonnaise, entre les calcaires du Dogger et les schistes oxfordiens.

Au delà du Pont de l'Alpe, la route nationale, tracée dans les éboulis, nous conduit au-dessus du pittoresque hameau de La Madeleine, avec son ancien hospice et sa chapelle ruinée. C'est le meilleur point de départ pour visiter la *coupe classique dite de La Madeleine*³⁹, interprétée pour la première fois par J. BOUSSAC. Nous l'avons décrite plus haut (p. 54 et fig. 2) et donnons seulement ici les indications nécessaires pour la re-

³⁹ Cette coupe est aussi accessible du Lautaret, en suivant une ligne de niveau le long des flancs du Combeynot; mais on doit traverser plusieurs ravins escarpés et souvent remplis de névés d'avalanches fort raides.

trouver: son emplacement peut être facilement repéré de loin, grâce à deux taches rouges de *tufs* déposés, sur les flancs du Combeynot, par la *source thermo-minérale* dite « de la Liche »⁴⁰, figurée sur la carte au 1/20.000 sur la rive droite du « torrent de la Liche ». La coupe est visible aux abords mêmes de la source: celle-ci sort en effet du Trias intercalé entre les deux séries de Nummulitique que nous avons appris à y distinguer.

En amont de La Madeleine, la route nationale traverse des ravins sauvages entaillés dans des masses chaotiques de moraines, d'éboulis, de cônes d'avalanches; au fond de ces ravins apparaissent des taches blanches (gypses, Rif Blanc) ou jaunes (cargneules) de Trias dont il a été question plus haut (p. 101).

Au delà du petit tunnel du Rif Blanc, la route décrit une concavité dans un vallon herbeux dont le sous-sol est formé par les schistes noirs de l'Oxfordien (e sur la feuille Briançon): ces derniers recouvrent le dos d'une *cuesta rocheuse de Dogger* que la route entaille en tranchée, mais dont les échantillons les plus typiques (calcaires zoogènes, brèches) seront récoltés dans les éboulis et pointements rocheux en dessous de la route. Cette *cuesta rocheuse* dessine d'ailleurs un trait caractéristique, visible depuis le Lauzel, de la morphologie de la région; et elle

⁴⁰ La vraie dénomination est « source de la liche des chamois »; car ces animaux viennent fréquemment, en hiver, en boire les eaux chaudes (22°) et très salées. M. DODERO, assistant de Chimie à la Faculté des Sciences de Grenoble, a bien voulu nous communiquer les résultats de l'analyse ci-dessous, effectuée par lui sur un échantillon de 500 c³ rapporté par l'un de nous:

Extrait sec à 110°.....	5 gr. 493
Résidu fixe (rouge sombre).....	5 gr. 164
CaO	0 gr. 833
MgO	0 gr. 210
Fe ² O ³	0 gr. 008
SiO ²	0 gr. 300
SO ³	2 gr. 070
Chlorures (exprimés en NaCl).....	1 gr. 455
CO ³	non dosé

monte obliquement vers le NW jusqu'à rejoindre la nouvelle route du Galibier peu avant le col (fig. 29).

Immédiatement après la bifurcation de l'ancienne route du Galibier, la route du Lautaret traverse le *torrent de Roche-Noire*, dans les berges duquel se voient des affleurements typiques de schistes et grès du *Flysch*, d'ailleurs très froissés; car nous traversons ainsi la *zone du Flysch des Aiguilles d'Arves*, ici déjà fort rétrécie. De là et jusqu'au Lautaret, notre route recoupe un complexe (encore indiqué à tort en *Flysch* sur la feuille Briançon) d'écaillés très broyées, où se succèdent des affleurements médiocres de *Flysch*, de calcaires souvent spathiques du Lias et du Dogger, de schistes oxfordiens: c'est la base de la zone des Aig. d'Arves, où le Jurassique a des faciès (ultradauphinois) encore mal étudiés.

A ces écaillés doit participer également un *Trias gypseux* invisible aux affleurements, mais dont la présence en profondeur se manifeste par de nombreuses *sources tufeuses* et plus ou moins minéralisées: des croûtes de tufs rouges se voient ainsi en face de la route, dans le fond du vallon immédiatement avant le col. Quant aux célèbres « *tufs du Lautaret* », on en voit des blocs aux abords du Jardin alpin et dans ce Jardin lui-même: ils contiennent en grande abondance des empreintes de feuilles et de cônes de Pins, et, plus rarement, des ossements de Mammifères (Marmotte)⁴¹; il est possible (non certain) que la période de laquelle datent ces tufs ait été un peu plus chaude que la période actuelle; il n'y a en tout cas aucune raison pour y voir des dépôts « interglaciaires ou interstadias » (W. KILIAN); tout semble indiquer au contraire qu'ils sont postérieurs aux moraines les plus récentes de la région.

⁴¹ Voir L. MORET et E. ROCH (84) et H. MULLER (86).

XVIII. — Du Lautaret au Col du Galibier :
zone du *Flysch* des Aig. d'Arves, zone subbriançonnaise,
klippes briançonnaises

(mêmes cartes que précédemment).

L'ancienne route du Galibier superpose ses lacets dans les calcschistes tendres de la zone subbriançonnaise, d'ailleurs masqués sous les éboulis, les moraines ou les pâturages; on préférera donc la nouvelle route, non indiquée sur les cartes.

Elle part de l'Hôtel des Glaciers et décrit d'abord un grand lacet dans le versant SE de la montagne de Côte-Plaine (Signal du Villar-d'Arène sur la feuille Briançon). Les tranchées montrent là de mauvais affleurements de calcaires du Lias-Dogger, de schistes noirs oxfordiens, de schistes bariolés et de spilites du Trias: c'est la base de la zone du *Flysch* des Aiguilles d'Arves.

Puis la route s'engage dans le large *vallon de Roche-Noire*, ainsi nommé car il est entièrement entaillé dans les schistes et grès du *Flysch*; notre route y décrit un vaste circuit; c'est ici, de tout notre itinéraire, la région la plus propre à nous faire bien connaître ce faciès *Flysch*, soit dans les tranchées de la route, soit dans le paysage (fig. 28).

Sur la rive gauche du vallon, les noirs ravinements du *Flysch* sont séparés, par des lames de cargneules rarement visibles, de la falaise de *Dogger subbriançonnais* que nous connaissons déjà. Notre route aboutit au sommet de cette cuesta, dont elle donne un bon coupe; sur son versant NE les schistes oxfordiens, puis les calcschistes de la série subbriançonnaise, succèdent aux calcaires du Dogger. Mais ces assises sont extrêmement froissées; de fait la cuesta de Dogger ne tarde pas à se laminier au-dessus de la route, de sorte que ses calcaires n'affleurent plus au pied du versant S de la *Roche du Petit-*

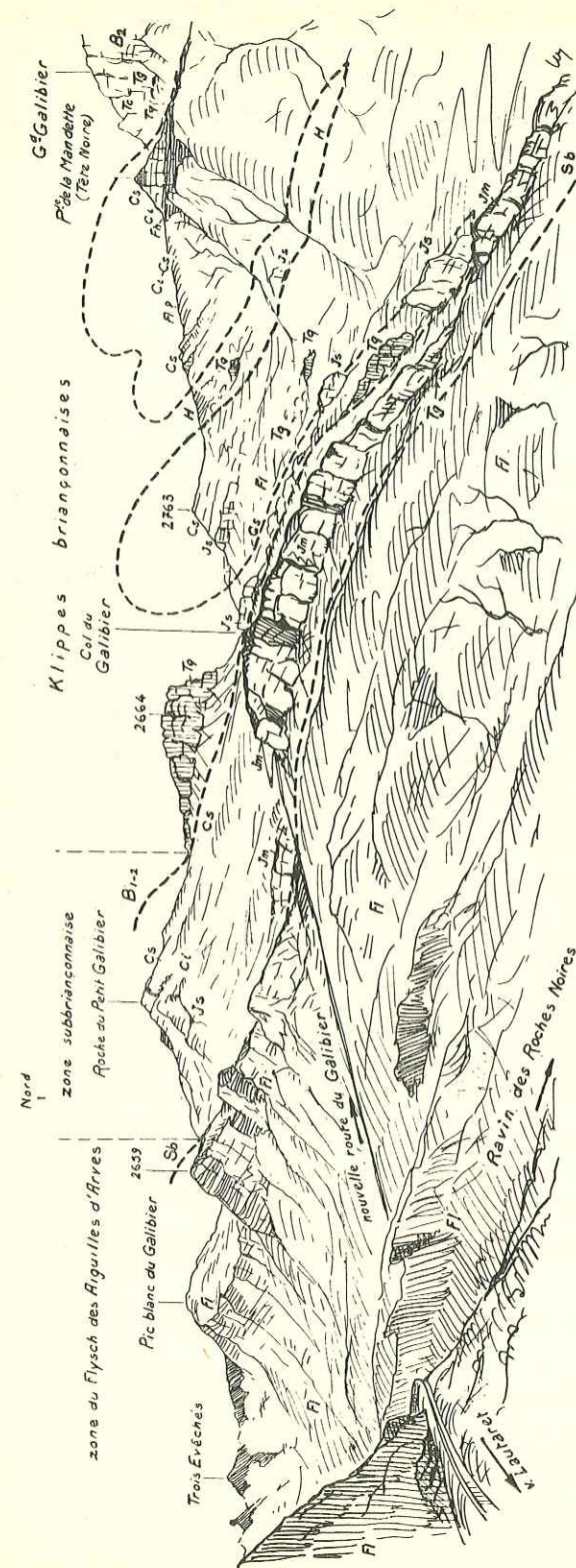


FIG. 28. — VERSANT S DU COL DU GALIBIER, VU DE LA NOUVELLE ROUTE, A L'ENTRÉE DU VALLON DES ROCHES NOIRES.
Trois unités tectoniques superposées se succèdent de gauche à droite (de l'W à l'E) :

- 1° Zone du Flysch des Aiguilles d'Arves (Ft), formant le massif des Trois-Évêchés et le vallon des Roches Noires.
- 2° Zone subbriançonnaise (Sb) ; au-dessus de cagneules (Tg) rarement visibles, elle débute par des calc. zoogènes ou bréchoïdes du Dogger (Jm) qui se lamine au delà de la nouvelle route ; vient ensuite une série de calcschistes et schistes comportant de l'Oxfordien-Tithonique (Js), du Néocomien (Ci), du Crétacé sup. (Cs), du Flysch (Ft), avec Helminthoïdes (Hh) à la Pointe de la Mandette.
- 3° Zone du Briançonnais (B1-2) ; elle constitue le massif de la Roche du Grand Galibier (B2), dont on ne voit ici que l'extrémité W ; mais, sur la série subbriançonnaise, on peut lui rattacher des klippes dépendant sans doute d'unités briançonnaises inf. (B1) et pincées en synclinaux de nappes. H = Houiller. — Tq = quartzites du Trias. — Tc = calc. triasiques. — Js = calc. du Malm.

Galibier⁴² (point 2830 de la feuille Briançon) qui domine le fond du vallon.

Puis brusquement notre route entaille des roches tout à fait différentes ; on y reconnaît du Permien, des *quartzites* se dressant en une aiguille isolée, déjà visible du Lautaret et du Lauzet, enfin un massif de *calcaires* dans lesquels le Malm est certainement représenté par des bancs marmoréens, un peu rosés ; mais ce n'est point encore là le vrai « faciès Guillestre » du Briançonnais interne. Nous avons dit (p. 100) que nous convenons d'attribuer toutes ces roches à des *unités briançonnaises externes*, laminées à la base du charriage briançonnais, posées en *klippes* sur la zone subbriançonnaise, et même repincées dans cette dernière en petits synclinaux de nappes.

On rejoint l'ancienne route juste au-dessous de la petite auberge du Galibier. De là il faut, non point traverser le Col par le tunnel de la route, mais monter sur la crête à la *table d'orientation*, par un sentier taillé dans les gypses. Cette table d'orientation est en effet installée au sommet d'une grosse verrue de *gypses*, dont nous avons déjà parlé, et montrant de magnifiques entonnoirs d'effondrement.

De là le *panorama* s'étend vers le N (vue surtout nette le matin) jusqu'au Mont-Blanc, au massif de la Vanoise et au Thabor de Modane. Plus près, s'élèvent les noires montagnes de Flysch du massif des Trois-Évêchés et des Aig. d'Arves. La zone subbriançonnaise se prolonge dans la large vallée de la Valloirette ; le Dogger de cette zone, passant sous le Col, y reparaît dans la Roche-Olvéra et se revoit bien plus loin dans le petit rocher du Fort du Télégraphe, et, au delà de la Maurienne, dans le massif du Perron des Encombres. Au-dessus des pentes douces de Houiller et de Permien qui forment le versant E de

⁴² Ce versant donne une des meilleures coupes de la série comprehensive subbriançonnaise Oxfordien-Crétacé sup. ; voir M. GIGNOUX (23).

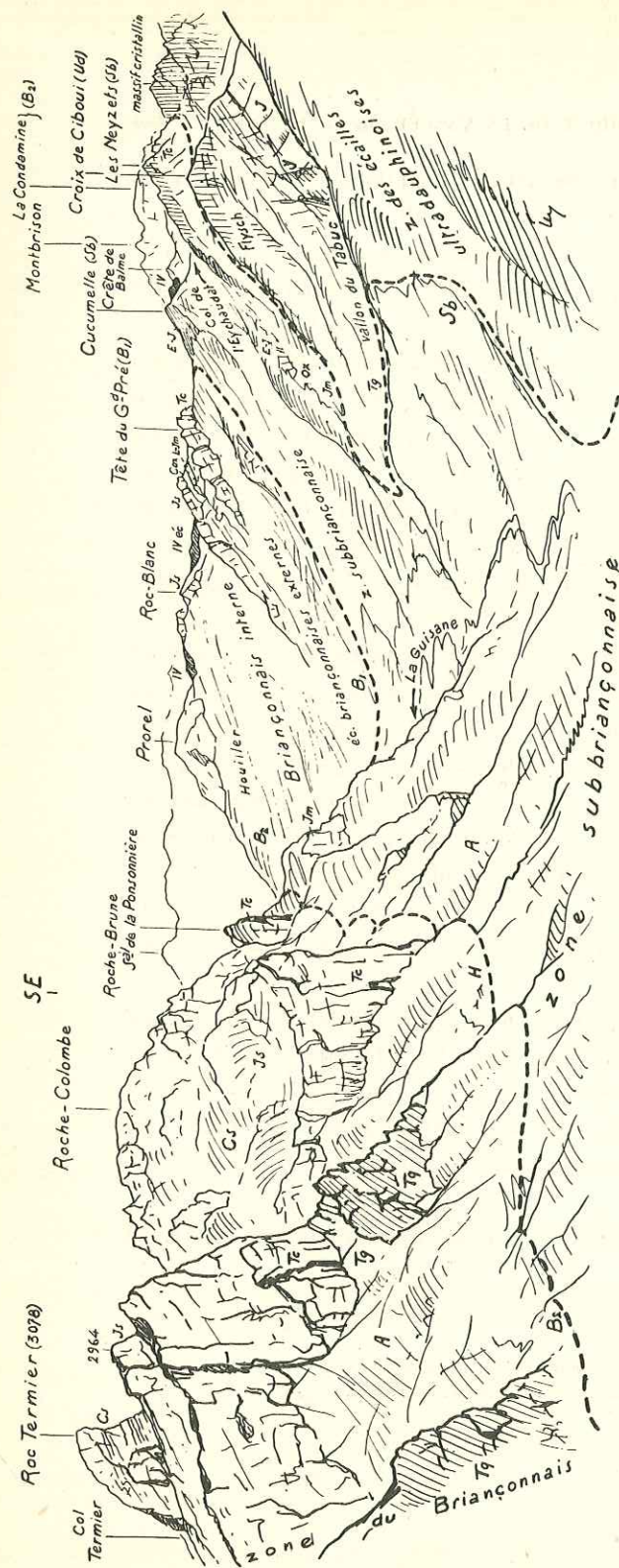


Fig. 20. — BORD EXTERNE DE LA ZONE DU BRIANÇONNAIS DANS LA RÉGION DU MONÉTIER-LES-BAINS, VU DE LA POINTE DE LA MANDETTE (E DU COL DU GALIBIER).

A droite, bord du massif cristallin du Pelvoux (s. l.). Ce dernier est chevauché par la zone des écaillles ultraalpines (Ud), comportant, en particulier dans le vallon du Tabuc, des schistes jurassiques (J) surmontés par une lame de granite (g) recouvert transgressivement par la base du Flysch de la Croix de Cibou (prolongement de la zone du Flysch des Aiguilles d'Arves).

A gauche, vient la zone subbriançonnaise (Sb); les calc. du Trias (To) et du Lias-Dogger (Lm) y forment la pointe des Neyzels; ils sont surmontés par une série compréhensive schisteuse, Oxfordien (Ox), Malm-Crétacé-Tertiaire (E-J), bien visible au sommet de la Cucumelle.

Cette zone subbriançonnaise correspond dans l'ensemble à une longue dépression, Col de l'Eychauda - haute Guisane; elle est chevauchée à son tour par la zone du Briançonnais.

Celle-ci comporte des écaillles externes (Bf) souvent laminées, mais développées dans le massif de la Tête du Grand-Pré (voir pl. II-A). Là, au-dessus des calc. triasiques (To), existe encore une série continue, avec des calc. du Lias-Dogger (Lm), des schistes callovo-oxfordiens (Cox), des calc. du Malm (Ms), surmontés de Néocomien à Aptychus, non visible d'ici.

A gauche, le massif de Roche-Colombe (= Pic de la Ponsonnière de la carte au 1/80.000) appartient aux nappes du Briançonnais interne. La série y débute par du Houiller (H), suivi de Permien et de quartzites (Tq); ces derniers sont séparés par une vire de schistes et cagneules (Tg) des grandes falaises de calc. triasiques (To) supportant en synclinal des calc. du Malm (marbre de Guillestre, Js) et des marbres en plaquettes (Crétacé sup., Cs); c'est là le noyau du synclinal du Grand Galibier.

Enfin, au fond, on aperçoit les lambeaux cristallins de la 4^e écaille de P. Termier (Tf).

la vallée de Valloire, se dressent les falaises calcaires déchiquetées du synclinal de la Seta (feuille Saint-Jean-de-Maurienne). A l'E c'est la Roche du Grand-Galibier et la vallée de la Guisane, au fond de laquelle se profilent les lointains sommets de Rochebrune et du Viso. Les « écaillles » isoclinales des montagnes entre Briançon et Vallouise (Tête du Grand-Pré, Cucumelle) montent à l'assaut du massif cristallin du Pelvoux (fig. 20). Et l'horizon du S est barré par les aiguilles granitiques des plus hauts sommets de ce massif (les Ecrins et la Meije).

Si l'on dispose de quelques heures, on pourrait, du Col ⁴³, suivre l'arête W jusqu'au sommet de la Roche du Petit-Galibier, dont le versant S (fig. 28) montrerait la coupe signalée plus haut: on rejoindrait de là la route dans le vallon de Roche-Noire. On peut aussi suivre l'arête à l'E du Col, voir au passage les petites klippes de Houiller (avec microdiorites) et de quartzites décrites page 100 et continuer jusqu'à la Pointe de La Mandette (Flysch à Helminthoïdes, p. 77) où l'on touche le Permien et les quartzites de base du chevauchement briançonnais au pied des falaises de la Roche du Grand-Galibier (fig. 29); de là, une longue traversée de flanc conduirait sous le Col Termier ou le Collet du Clos Jullien (plus facile) permettant, soit de monter au Roc Termier, soit de redescendre sur le Col de la Ponsonnière.

De retour au Col du Lautaret, et avant de redescendre dans les plaines ⁴⁴, l'éclairage favorable des fins de journée nous fournira l'occasion de revoir, d'un seul coup d'œil, les traits caractéristiques de toutes les zones structurales que nous venons de parcourir dans les Alpes.

⁴³ L'itinéraire géologique du Col du Galibier à Saint-Michel-de-Maurienne est décrit dans M. GIGNOUX et L. MORET (42); de Saint-Michel à Grenoble, voir M. GIGNOUX et L. MORET (29).

⁴⁴ Pour le trajet du Lautaret à Grenoble, on pourra consulter le Livret-guide du Congrès Géologique international en France en 1900.

De fait, ce *panorama classique du Lautaret* est, aux yeux du géologue, surtout admirable par ses contrastes. Au S, c'est le massif *cristallin* du Combeynot, tout proche, où l'on distingue les moindres détails d'un modelé glaciaire récent, cirques, arcs morainiques, cônes d'avalanches. Vers l'W le massif de la Meije est encore en pleine période glaciaire; il s'enfonce vers le N sous l'épais manteau de schistes noirs du *Jurassique à faciès dauphinois*. La pyramide régulière de Côte-Plaine, où aboutit la zone des Aig. d'Arves, montre un bon type de ces montagnes de *Flysch* si pareilles dans toutes les Alpes : elle rappelle, en plus petit, le profil du fameux Niesen de la Suisse centrale. Puis c'est la large dépression du Col du Galibier, déterminée par les calcschistes tendres de la *zone subbriançonnaise*; il ne s'en détache, dans le bas, que la cuesta de Dogger dont nous avons traversé la base et le sommet, et, sur les crêtes, les klippes briançonnaises (externes) de Trias et de Malm. Ces calcschistes se prolongent, sur la rive gauche de la Guisane, à la base des formidables escarpements qui marquent le front du *chevauchement briançonnais*.

C'est d'abord le majestueux bastion rocheux de la *Roche du Grand-Galibier*, où les calcaires triasiques dressent des falaises aussi colorées que celles des Dolomites; le long de leur base, les quartzites laminés ressortent çà et là, en petits rochers déchiquetés et ruiniformes d'un beau vert bronze. A droite, le noyau synclinal de Malm et surtout de marbres en plaquettes qui était masqué derrière le Grand-Galibier apparaît sur le versant de la Guisane; et ses calcschistes rouges et verts s'en tassent dans la petite pyramide tronquée du *Roc Termier*. La falaise de calcaires triasiques se relève de nouveau dans l'imposante masse arrondie, « romane » en quelque sorte, du *Pic de la Ponsonnière* (Roche-Colombe de la carte au 1/20.000), à la base duquel apparaissent les taches noires du Houiller à anthracite (anciennes mines). Enfin, à l'arrière-plan, à gauche de la masse carrée de la petite Roche Robert, la crête dentelée plus

sombre de l'arête S du Pic de la Moulinière nous montre, de trop loin malheureusement, un exemple du style des quartzites, presque « gothique », rappelant celui des granites. Le soir surtout, dans la pureté de l'atmosphère durancienne, les teintes s'avivent et les chaudes colorations de ces roches si variées permettent de lire à toute distance les moindres détails de la structure géologique.

CONCLUSIONS

Paléogéographie et tectonique¹.

Au *Trias*, rien n'indique encore l'embryon de nos Alpes françaises. Nous sommes là sur la lisière de l'immense « continent nord-atlantique », qui s'étendait dans toute l'Europe occidentale en bordure des mers mésogéennes.

Au *Trias inférieur*, dans les zones alpines *externes*, la sédimentation est presque nulle, et se réduit à de minces placages de sables et arkoses momentanément et localement accumulés par les ruissellements : il n'y a là ni régularité, ni continuité. Les zones *internes* nous montrent au contraire une bordure continue de sables, dunes ou plages, qui s'étendait en marge de ce continent : l'uniformité, la régularité, la puissance et l'étendue de la formation des « *quartzites* » ne peuvent guère s'expliquer que par un triage éolien ou marin ; on devait avoir là un pays de dunes maritimes ou désertiques, dans lesquelles la part respective des sédimentations continentales ou marines est impossible à faire, en l'absence totale de fossiles.

Puis, sur ce pays aplani, la *mer du Muschelkalk* s'avance : ce sont d'abord des lagunes, où s'accumulent des vases argileuses colorées, des sédiments de précipitation dolomitiques, des gypses

¹ On s'apercevra vite que ce chapitre n'est guère que le commentaire de la fig. 1 de l'ouvrage de M. GIGNOUX : *Géologie stratigraphique*, 2^e édition. Et sa traduction animée serait le film cinématographique réalisé, d'après des dessins de L. MORET, par l'Institut cinématographique de Jean PAINLEVÉ ; ce film, intitulé « Histoire géologique des Alpes », fait partie du matériel mis en œuvre au Palais de la Découverte, à Paris.

et des sels : c'est l'étage des « *schistes bariolés, cargneules et gypses* » du Trias moyen, qui se retrouvent jusqu'à la plaine du Pô. Et ensuite, seulement, commence un régime plus franchement marin : dans les zones externes, les faciès restent lagunaires, peu fossilifères (*dolomies-capucin*); mais dans les zones internes, des prairies d'Algues prospèrent dans des eaux à salure normale : ce sont les « *calcaires à Diplopores* », dont l'épaisseur nous force déjà à admettre une *subsidence* continue, premier stade de la grande fosse alpine naissante. Mais, et jusqu'aux plaines du Pô, cette mer reste peu profonde : nous sommes encore dans le domaine « épicontinental », ce que vient confirmer la régression générale qui, partout, semble faire réapparaître un bref épisode lagunaire à la limite du Trias et du Jurassique.

La *mer rhétienne* ne témoigne encore d'aucune différenciation : c'est partout une mer peu profonde, avec lagunes aux rivages mobiles, s'étendant sur un socle plat, sans reliefs : ni grès, ni brèches, ni conglomérats.

C'est avec le *Lias* que les Alpes commencent de naître : le socle continental s'affaisse rapidement, même dans les zones externes, où se dessine dès ce moment l'*avant-fosse alpine*. Pour en trouver les rivages, il faut sortir des chaînes subalpines et aller vers l'W jusqu'à la lisière du Massif central (coupe de Crussol), vers le S jusqu'aux abords des Maures-Esterel : on retrouverait là des faciès de plates-formes continentales, avec leurs lacunes, leurs grès, leur faible épaisseur. Le matériel balayé par les courants sur ces plates-formes venait s'accumuler dans l'avant-fosse en voie de subsidence, sous forme d'un immense « *talus continental* » : c'est dans la région de Gap que l'épaisseur de ce « *Lias vaseux dauphinois* » paraît atteindre son maximum, non loin des premières intercalations néritiques qui, venant de Provence par Digne, s'avancent jusqu'à Barcelonnette.

D'ailleurs, dans cette large avant-fosse alpine en voie de formation, la subsidence n'a point été générale dès le début : sur la bordure W de Belledonne, le petit massif cristallin du Dôme de La Mure n'a été complètement envahi par la mer qu'au Charmouthien : ces *hauts-fonds*, qui se prolongent en Haute-Savoie et en Suisse dans ce qu'on a appelé le « dôme helvétique » (Bajocien transgressif sur le Cristallin des Aiguilles-Rouges), n'ont d'ailleurs rien de commun avec les « cordillères » : il n'y a pas de brèches, mais bien des *grès* (grès « singuliers » du Col du Bonhomme, quartzites domériens du synclinal de Chamonix et du moyen Valais); il faut y voir seulement une persistance des hauts-fonds « vindéliciens » qui, au Muschelkalk, séparaient de la mer alpine le « chenal bas-dauphinois-provençal ».

Dans la partie orientale de la zone *ultradauphinoise* (Terres-Pleines, écaillés de l'E du Pelvoux), le Lias redevient peu épais et néritique; là encore ce sont de simples hauts-fonds, dans une région trop éloignée du grand continent nord-atlantique pour que la sédimentation y soit nourrie par l'apport des vases.

Et le *Dogger* continue ici le régime du Lias, avec maximum d'épaisseur des vases du talus continental dans cette même région de Gap.

Au contraire, dès l'entrée de la zone *alpine interne*, le caractère de la sédimentation change : les épaisseurs diminuent et les faciès néritiques réapparaissent, même avec des lacunes. Mais il n'y a plus ici de grès : ils sont remplacés par le faciès, essentiellement « orogénique », des « *brèches de cordillères* ». Il n'y a plus de vastes terres émergées, capables de nourrir une abondante sédimentation terrigène, mais d'étroites crêtes allongées en « cordillères », que les poussées orogéniques font surgir peu à peu du fond des fosses; elles s'entourent de hauts fonds zoogènes ou s'écroulent en talus d'éboulis sous-marins. L'une de ces crêtes est ici la petite *cordillère des Séolanes* (D. SCHNEEGANS), que le « sillon de Dramonasq » sépare de la grande *cor-*

dillère briançonnaise, bien caractérisée dès cette époque par les faciès oolithiques ou zoogènes et surtout les puissantes brèches marines du Dogger. En un point de cette cordillère, les efforts tectoniques avaient même fait surgir une lame du tréfonds permien et cristallin (la 4^e écaille briançonnaise)², dont les blocs éboulés se retrouvent, à côté des blocs de Trias, dans les brèches (Dogger?) de Prorel, nourries ainsi par la 4^e écaille.

Dans toutes les zones internes, les fossiles sont d'ailleurs assez rares, car, le long de ces côtes abruptes, au lieu de se développer largement dans les « plates-formes littorales » des faciès épicontinentaux, la vie animale se concentrait dans d'étroits liserés accrochés au flanc des cordillères.

Enfin, au delà de la cordillère briançonnaise, avant d'atteindre la zone du Piémont, nous avons vu le Lias (et le Dogger?) se compléter et les brèches disparaître, ce qui nous a marqué l'approche de la *grande fosse alpine* des schistes lustrés, dans les profondeurs de laquelle nous ne descendrons pas.

Un important changement se produit au début du *Jurassique supérieur*.

Le domaine de l'avant-fosse alpine s'élargit vers l'W, car la subsidence a gagné la bordure actuelle du Massif Central : la série Bathonien supérieur - Oxfordien y est représentée à Crusol par des marnes noires déjà épaisses, pour lesquelles on ne connaît point les faciès de rivage de l'W. Dans les chaînes subalpines, les *terres-noires* atteignent des épaisseurs énormes, qui semblent déjà se réduire dans la zone *ultradauphinoise*, où le talus continental commence à s'amaigrir en se rapprochant du fond de l'avant-fosse alpine. Ce fond devait se trouver au voisinage de la zone *subbriançonnaise*, où l'on retrouve encore les « terres-noires » oxfordiennes, avec de minces lits de micro-

² Dans l'hypothèse émise par l'un de nous (22).

brèches à débris de Trias, indiquant les écroulements des premiers talus sous-marins, avant-coureurs de la grande *cordillère briançonnaise*.

Au Lias-Dogger, cette dernière devait être à peine émergée; néanmoins, sur ses écueils balayés par les vagues, les calcaires triasiques avaient déjà pu donner des produits d'altérations continentaux, des « *Sidérolithiques* », qui, entraînés par les eaux marines, viennent souvent veiner de rouge les calcaires néritiques du Dogger briançonnais³. Mais, à l'Oxfordien, la cordillère émerge plus largement : les « schistes oxfordiens » sont inconnus dans toute l'étendue du « vrai Briançonnais », qui à cette époque devait surgir de la mer comme une immense table de calcaires triasiques, profondément altérés et rongés par les phénomènes carstiques : les argiles rouges sidérolithiques qui s'y accumulent cette fois en grandes masses se retrouvent maintenant dans les fissures de ces calcaires, où ils dessinent des bigarrures éclatantes, « sanglantes ». Ces vives colorations ont depuis longtemps frappé tous les géologues, et même les touristes, parcourant les montagnes du Briançonnais⁴; mais on les avait attribuées jusqu'à présent à l'altération « actuelle » de ces calcaires, explication manifestement impossible, car leur démolition et leur nettoyage par les agents atmosphériques progressent infiniment plus vite que leur dissolution sur place⁵. C'est donc le tréfonds d'un *carst « fossile »* (pouvant d'ailleurs dater, non forcément du Jurassique, mais, comme nous le verrons, de périodes d'émersion plus récentes, par ex. infracré-

³ On sait que sous les « couches à *Mytilus* » du Dogger des Préalpes, on a décrit un véritable Sidérolithique injectant les fissures des calcaires triasiques.

⁴ Citons comme particulièrement caractéristiques les falaises de la rive droite de la Durance en face de La Roche-de-Rame et les grands ravins entre Briançon et Val des Prés, etc.

⁵ Il en est de même actuellement pour les roches cristallines et les granites qui, dans nos Alpes, n'arrivent jamais à donner lieu à des accumulations d'arènes et de gores, comme ils le font dans le Massif Central.

tacées), bousculé et écaillé par les plissements alpins postérieurs, que nous révèlent ces teintes rouges. Et désormais, au voisinage de la cordillère, ces argiles sidérolithiques, balayées par la transgression argovienne et entraînées par les courants, vont aller fort loin au large colorer les sédiments marins de la partie orientale de l'avant-fosse. C'est ainsi que prend naissance le faciès caractéristique de l'« *Argovien rouge* »; quand la sédimentation, près de la cordillère, se fait en milieu calcaire, c'est le faciès « *marbre de Guillestre* »; dans les sillons, et surtout plus à l'W, dans les eaux plus profondes de l'avant-fosse, c'est la silice qui précipite, donnant les *radiolarites* rouges et vertes⁶ de l'Argovien-Rauracien briançonnais et subbriançonnais, d'ailleurs très mince, faute d'apports continentaux importants. Mais ces apports de la cordillère, ces « fumées », comme l'a dit l'un de nous (21), ne franchissent pas le fond de la fosse, de sorte que le Jurassique supérieur des chaînes subalpines ne se décorera point de leurs teintes éclatantes.

Là le sommet du Jurassique (Rauracien-Tithonique) reste peu épais dans la zone *ultradauphinoise*, indiquant que nous sommes encore dans le fond de l'avant-fosse; mais dès que nous pénétrons dans les vraies *chaînes subalpines*, l'épaisseur de cette série augmente rapidement, car nous entrons ici dans le domaine du talus continental.

Dans ce dernier domaine, à la fin du Jurassique, une légère diminution de profondeur se produit: les courants apportent des vases calcaires (*barre tithonique*) nourries par les lointains récifs coralliens qui, à cette époque, frangeaient les rivages jurassiens et provençaux (« calcaires blancs » de Provence, cal-

⁶ Le virage du rouge au vert est un phénomène qui se produit dans toutes les roches sédimentaires avec la plus grande facilité, par le jeu des réductions ou des oxydations des sels de fer; on le saisit sur le vif dans les marnes bigarrées de l'Oligocène de Pechelbronn, où l'agent réducteur (hydrocarbures) est reconnaissable sans hésitation.

caires coralliens du Portlandien jurassien); à la limite du Jurassique et du Crétacé les courants deviennent assez violents pour donner des « pseudobrèches » et des surfaces de corrosion. De même, dans les *zones internes*, les calcaires récifaux du Malm de la « cordillère des Séolanes » et de la cordillère briançonnaise de Pierre-Eyrantz nourrissent de vases calcaires les « *calcaires à Calpionelles* » par lesquels se termine généralement le Jurassique briançonnais. Au contraire, dans le fond de l'avant-fosse, qui correspondait à cette époque à la partie externe de la zone *subbriançonnaise* (digitation de Piolit, zone Vallouise-Galibier) et à la partie interne de la zone *ultradauphinoise* (Puy de Manse, écaille de la Batterie du Châtelard), cette sédimentation calcaire se fait à peine sentir dans les vases profondes et la « barre tithonique » s'évanouit. Là, dans ce fond de l'avant-fosse, le Jurassique supérieur très mince, peu fossilifère, à *Aptychus* et Bélemnites, passe imperceptiblement à un Crétacé inférieur ayant les mêmes caractères.

A ce moment (*Crétacé inférieur*), le tableau est tout différent dans les autres zones.

Dans la zone du Briançonnais, le « *Néocomien à Aptychus* » de l'avant-fosse ne se prolonge que sur la bordure externe (Tête du Grand-Pré, par ex.), tandis que tout le reste de la cordillère briançonnaise émerge de nouveau largement, reconstituant les immenses tables carstiques que nous avait déjà fait apparaître la lacune antéargovienne. De nouveau s'y accumule le *Sidérolithique*, et une nouvelle transgression, celle de la *mer sénonienne à Rosalines*, revient balayer les terres rouges: les flancs de la cordillère s'y écroulent en brèches sédimentaires: ce sont les accumulations, localement si puissantes, des *brèches du Crétacé supérieur*, brèches en grande partie sous-marines puisque, dans leur ciment souvent rouge, abondent les Rosalines. Et de nouveau les « fumées » rouges de la cordillère, entraînées par les courants, viennent teinter presque partout les

« marbres en plaquettes » du Crétacé supérieur briançonnais et subbriançonnais, surtout près de leur base, marquant le début de la transgression qui a achevé de submerger toute la zone alpine interne.

Que se passait-il pendant ce temps dans la zone alpine externe ?

Ici les faciès *ultradauphinois* du Crétacé inférieur et supérieur nous indiquent que nous sommes encore dans le fond de l'avant-fosse, avec ses vases peu fossilifères (surtout *Aptychus* et *Bélemnites*) et d'épaisseur fort réduite (Puy de Manse, écaille de la Batterie du Châtelard); même les traînées rouges descendant de la cordillère n'arrivent point dans ces fonds; là le mince et monotone « *Néocomien à Céphalopodes* » est suivi par des calcschistes du Crétacé supérieur, également monotones et peu épais faute de nourriture.

Mais, en pénétrant dans les vraies chaînes subalpines (*domaine dauphinois*), les faciès vont se diversifier.

Suivons-y d'abord le *Crétacé inférieur*. Il reste encore vaseux et profond, mais commence déjà à s'épaissir, dans la *fosse vocontienne*; là l'épisode marno-calcaire du *Barrémien-Bédoulien* vient interrompre la monotonie des séries marneuses; et, comme au Tilhonique, cette sédimentation de vases calcaires est évidemment nourrie par les récifs qui, à cette époque, se développent en bordure de la fosse: ce sont les calcaires *urgoniens*, aussi bien ceux de l'Urgonien provençal que ceux de l'Urgonien des chaînes subalpines septentrionales. Nous avons vu cet Urgonien naître peu à peu sur notre route, entre Veynes et le Mont-Aiguille; et, à chaque étape, l'épaisseur du Crétacé inférieur augmentait.

Pour chaque étage, cette épaisseur atteint son maximum au moment où les faciès néritiques commencent à s'installer. C'est ce qui arrive pour le Barrémien-Aptien au bord S du Vercors, un peu au S du Mont-Aiguille: là les premières lentilles urgoniennes s'intercalent dans les calcaires marneux, au Mont Bar-

ral, aux abords du Col de Menée, au versant S du Mont-Glandasse (N de Die)⁷. Le Valanginien et l'Hauterivien, restant plus longtemps vaseux, n'atteignent leur maximum de puissance que plus au N, aux abords du Moucherotte et dans le « type mixte » des environs de Grenoble⁸, où apparaissent les faciès néritiques des marnes à *Spatangues* et surtout des calcaires du Fontanil.

Enfin, au total, tout ce Crétacé inf. diminue énormément d'épaisseur dans le domaine des vrais faciès jurassiens, entièrement néritiques.

Aucun exemple n'illustre mieux cette loi générale: le *maximum d'épaisseur* d'une série sédimentaire se réalise, non dans le fond des fosses, où n'arrive point la nourriture terrigène, ni non plus sur les plates-formes continentales, où les courants littoraux balayent et entraînent cette nourriture avant qu'elle ne se dépose, mais bien dans une zone intermédiaire, où les sédiments s'accumulent en un gigantesque « *talus sédimentaire* »; un tel talus représente ainsi, dans la sédimentation sous-marine, l'équivalent de ce que sont les « *alluvions de piedmont* » (cailloutis, graviers, limons) dans les bordures des chaînes continentales désertiques, alluvions dont l'épaisseur diminue à mesure que s'évaporent les eaux torrentielles qui en avaient assuré le transport.

Non moins intéressante est ici l'étude du *Crétacé supérieur*.

Dans le domaine *briançonnais*, autour de la cordillère calcaire, il ne nous a montré que les vases calcaires des « *marbres en plaquettes* », avec leurs *brèches*, mais sans grès. En mar-

⁷ Nous sommes là sur le bord N de la fosse vocontienne. Au S, après avoir traversé, dans le Diois et les Baronnies, le fond même de cette fosse, où les sédiments sont entièrement vaseux et moins épais, nous arriverions sur son bord S, dans le voisinage du Ventoux, où le Barrémien-Bédoulien reprend, comme au N, son épaisseur maximum [JUNG (59)], prélude de l'Urgonien provençal.

⁸ Voir W. BRÜCKNER (15).

chant vers l'W, la première exception à cette règle nous est apparue dans le Crétacé supérieur de la digitation de *Piolit* (partie externe de la zone *subbriançonnaise*), lequel a des caractères mixtes fort curieux : à sa base des rubans de *schistes rouges* y marquent les dernières « fumées » de la cordillère briançonnaise, dont les rivages, au moment où débute la transgression sénonienne, ne devaient pas encore être très loin vers l'E; puis s'y intercalent des faciès *gréseux* qui n'ont plus du tout de caractère « briançonnais ». D'où vient la nourriture de ces grès ?

Pour le comprendre, il faut aller plus loin vers l'W et le SW. Nous avons vu là, en *Dévoluy* et en *Bochaine*, les « *plissements antésénoniens* » amener une émergence générale des chaînes subalpines; puis d'énormes épaisseurs de *calcaires sénoniens* plus ou moins *gréseux* (surtout à la base) s'y sont accumulés dans le talus continental qui bordait l'avant-fosse ultradauphinoise et subbriançonnaise, prolongée à l'W par le golfe vocontien. En divers points du Dévoluy et du Bochaine, ces calcaires gréseux deviennent même feldspathiques, indiquant la proximité d'un massif granitique émergé. P. LORY en a conclu que les plissements antésénoniens avaient dû mettre à nu une partie du massif du Pelvoux.

Plus à l'W encore, en approchant de la vallée du Rhône, on verrait s'épaissir les formations gréseuses de l'Albien, du Cénomanien, du Turonien; elles s'appuient sur l'« *isthme durancien* », dont l'émergence marque le lointain prolongement au S, sous forme de larges ondulations, de nos plissements antésénoniens. Là, la nourriture des puissants grès de Dieulefit, d'Uchaux, de Mornas, de Montdragon, à demi lagunaires, est d'origine évidente : *leurs quartz viennent du Massif Central*.

Ces quartz représentent ainsi, disséminés par les courants marins dans l'aire de sédimentation alpine au Crétacé supérieur, les dernières « fumées » venues de l'W, des vieux massifs hercyniens émergés, de même que les « couches rouges » y

marquaient les dernières fumées venues de l'E, de la cordillère briançonnaise calcaire avec ses « terre rosse ». Localement, les apports de ces deux domaines sont venus, à Piolit, se superposer en se succédant. Et ce sont les plissements antésénoniens du Bochaine et du Dévoluy au N, l'émergence de l'isthme durancien au S, qui, ceinturant ainsi la *fosse vocontienne*, ont permis à la nourriture sédimentaire venue du Massif Central (ou peut-être du Pelvoux) de s'avancer ainsi localement jusqu'en Dévoluy et à Piolit.

Tandis qu'ailleurs le fond de l'avant-fosse alpine, avec ses schistes et calcschistes noirs, reste indemne de ces deux influences; il devait passer à l'E de Digne, puis dans l'écaille de la Batterie du Châtelard, et se prolongeait sans doute à l'E de l'emplacement actuel du Pelvoux.

A cette histoire harmonieuse et cohérente, qui nous a ainsi permis de grouper et d'éclairer, jusqu'à la fin du Crétacé, une multitude d'observations de détail, vont succéder malheureusement bien des incertitudes.

Un grand fait commande l'histoire du *Tertiaire alpin* : ce sont les *plissements anténummulitiques*. Nous les avons vus s'exacerber le long des bords S et E du Pelvoux jusqu'à donner de véritables *écailles anténummulitiques ultradauphinoises*, submergées en discordance par la transgression priabonienne : nous avons vu, à la Croix de Cibou, le granite du Pelvoux participer à ces écailles, et, à Côte-Plaine, se laminier en blocs-klippes à la base de la « nappe du Flysch des Aiguilles d'Arves ».

Dans les *chaînes subalpines*, cette discordance est moins marquée, mais se traduit par une *émersion générale* qui va durer, au bord externe de ces chaînes, jusqu'au Miocène. Chassée de tout ce domaine subalpin, la *mer nummulitique* y revient, venant de l'E, par étapes successives. Il est possible, avons-nous dit, qu'à l'Oligocène la chaîne entière, à l'E de la zone ultradauphinoise, ait émergé, réduisant la mer oligocène

à un étroit chenal à travers les chaînes subalpines, chenal précurseur du bras de mer périalpin de la mer miocène.

Que s'est-il passé, pendant ce début du Tertiaire, dans les zones internes ?

Tout d'abord nous assistons à un bouleversement complet, faisant définitivement disparaître les unités paléogéographiques qui avaient jusqu'à présent commandé l'histoire de la sédimentation alpine. En particulier la *cordillère briançonnaise s'efface* et ne joue plus aucun rôle dans la répartition des faciès (J. BOUSSAC et D. SCHNEEGANS) : ceux-ci s'uniformisent et se réduisent à un remplissage en bloc des anciennes fosses par les puissants sédiments schisto-gréseux du *Flysch*. Près de la base de ce Flysch embrunais et briançonnais, quelques rubans de *schistes rouges* nous évoquent encore, en un dernier rappel, les « couches rouges » qui jalonnaient la base des transgressions précédentes, jurassiques ou crétacées. Mais ici l'origine de ces « couches rouges » et de ces *grès* est toute proche ; ils ont été nourris par le *massif cristallin du Pelvoux*, largement émergé à cette époque ; à son bord E, c'est par des brèches à ciment rouge que débute bien souvent la transgression priabonienne. Et, au cœur des zones intraalpines, le Cristallin hercynien de la 4^e *écaïlle*⁹, pointant par un dernier effort orogénique, correspond à l'ultime trace d'une cordillère minuscule, accompagnée de son cortège de brèches à blocs cristallins.

Mais quelle a été au juste la paléogéographie de la région intraalpine au début du Tertiaire ? Nous savons que la *mer lutétienne* y a pénétré avec ses grandes Nummulites ; nous soupçonnons même que, au moins dans le fond de certains sillons, la mer ne l'avait peut-être pas quittée à la limite du Secondaire et du Tertiaire. Mais pour préciser cette histoire, il nous faudrait absolument pouvoir identifier l'*Eocène inférieur*,

⁹ Dans l'hypothèse émise par l'un de nous (22).

ce que l'on n'a pu faire jusqu'à présent, et savoir ce qui, dans la « *grande fosse alpine* », domaine des schistes lustrés, peut bien correspondre à cet Eocène inférieur.

Et maintenant, quelles sont les leçons proprement « *tectoniques* » qui se dégagent de cette histoire des Alpes françaises méridionales ?

Avant tout, c'est que cette *histoire tectonique* a été *très longue* : c'est exprimer une idée complètement fausse que d'appeler les Alpes une « chaîne de plissements tertiaires ». Ces plissements ont commencé dès le début du Jurassique ; dans les zones internes en particulier, les plus intéressantes à ce point de vue, les plus « vivantes », il y a eu, avant chaque transgression, avant celle du Dogger, avant celle du Malm, avant celle du Crétacé supérieur, avant celle du Nummulitique, une « tectonique », sinon une tectonique de nappes, au moins une tectonique d'écaïlles, peut-être des tectoniques « salifères » et « diapires ». Et chacune de ces tectoniques est venue, naturellement, se surimposer à la précédente : en dessinant, comme on le fait trop souvent dans les coupes synthétiques des Alpes, une série d'assises sédimentaires qui se superposent régulièrement du Trias au Tertiaire, on fait une simplification grossière ; la réalité est infiniment plus compliquée, et il est douteux que nous puissions jamais la traduire autrement que par des approximations successives. Donc, avant de se laisser entraîner à des synthèses en apparence harmonieuses et satisfaisantes pour l'esprit, à des « géométrisations des nappes », il faut se rappeler que ces échafaudages successifs de tectoniques compliquées ont pu aboutir à des structures en apparence inexplicables si on s'obstine à les faire naître d'un seul bloc, par une seule période de plissements, sans transgressions.

Enfin, en numérotant, comme nous venons de le faire, ces *quatre périodes de plissements alpins* (antédogger, antémalm, antésénonien, anténummulitique), nous n'avons retenu que les

grandes lignes de l'histoire des Alpes, telles qu'elles nous sont apparues dans certaines régions, à la faveur de coupes exceptionnellement déchiffrables avec netteté. Il est certain qu'en réalité les mouvements ont été *continus*, et que nos étapes correspondent à des coupures artificielles, peut-être à des paroxysmes locaux.

Compter et dénommer les « *phases* » d'une orogénèse, c'est faire, dans le domaine de la Tectonique, ce qu'on a fait dans le domaine de l'histoire biologique avec la théorie des « créations successives ». De même que les « étages » définis, pour D'Orbigny, par chacune de ces créations ont été utiles pour donner les premières bases aux études stratigraphiques, de même aussi la notion de « phases de plissement » peut être commode pour une première description tectonique élémentaire et livresque; mais il faut bien se garder de prendre une telle base pour point de départ de recherches sur le terrain¹⁰. Il y a eu, dans ces deux domaines, évolution, non « révolutions ».

Enfin, arrivés au terme de cette analyse, que nous avons cherché à rendre aussi objective et aussi concrète que possible, en remplissant de Stratigraphie les volumes que nous montrait la Tectonique, on s'étonnera peut-être que nous ne disions pas notre mot sur les *grandes théories*¹¹ qui cherchent actuellement à renouveler nos conceptions orogéniques : dérives des masses continentales, Oscillationstheorie, théorie de l'écoulement par gravité, Unterströmungslehre, théorie de la contrac-

¹⁰ Par exemple, parler en Europe d'une « phase de plissements andine », nous paraît aussi oiseux et inutile que de rechercher sur tout le globe, comme on le faisait au temps d'Elie DE BEAUMONT, des « directions de plissements » définies à quelques degrés près.

¹¹ Récemment, une longue énumération de toutes ces théories a été publiée par L. RÜGER, Geotektonische Hypothesen (*Geographische Zeitschr.*, 37 Jahrg. 1931, Heft 10).

tion par descente et digestion en profondeur, hypothèse du double orogène alpin, etc.

Nous estimons que, tant qu'on n'aura pas levé le voile qui pèse sur la *zone des schistes lustrés* et sur le problème du *métamorphisme*, tant qu'on continuera à traiter ce domaine en « géomètres », raisonnant sur des cadres vides et sur des volumes abstraits, on pourra spéculer, à coup sûr, et d'une façon intéressante, mais avec un degré de certitude qui n'est point du même ordre de grandeur que celui où nous avons voulu rester.

Il y a eu, à coup sûr, « *contraction* » dans nos Alpes : le témoignage le plus net nous en est fourni par la destinée de notre *avant-fosse alpine*. Le fond de cette fosse devait être fort large; il a été progressivement rétréci au cours des orogénèses qui se sont succédé depuis le début du Jurassique; et il se réduit aujourd'hui à un mince liseré, à une série de festons de sédiments vaseux, que nous avons suivis à travers les écailles ultradauphinoises ou subbriançonnaises. Et il est remarquable de constater que c'est au fond de cette avant-fosse ou sur son bord interne que se sont déclenchés les plus grands mouvements de charriage, comme si l'on avait là une « *zone faible* » de l'écorce superficielle, zone coïncidant d'ailleurs avec un *minimum d'épaisseur* de la sédimentation mésozoïque alpine.

En second lieu on se rappellera que, bien souvent, nous avons prononcé le mot d'« *écoulement* ». Pour les plissements postnummulitiques en particulier, les seuls sur lesquels nous puissions raisonner avec une certitude relative, cette notion s'est imposée à D. SCHNEEGANS et à nous comme résultant de l'observation directe de nos montagnes. Et nous ne voyons pas d'objection à ce que l'on fasse intervenir là la *gravité*.

La Physique et l'Astronomie nous ont appris à changer notre unité d'espace, et des expériences de Laboratoire nous rendent familières, nous matérialisent en quelque sorte, la comparaison

entre une molécule et un système planétaire. Mais ces mêmes expériences, qui ne se déroulent que dans une échelle de temps fort limitée, variant entre une fraction de seconde et quelques mois, sont impuissantes à nous faire comprendre *ce que deviendraient notre Physique et notre Chimie à l'échelle des temps géologiques*.

Cette incompréhension nous interdit déjà de traduire en langage physico-chimique les phénomènes de la vie, dans lesquels intervient la notion du « temps vivant » qui s'écoule sans trêve, comme notre conscience elle-même, et non du temps que mesurent, comme une longueur, nos physiciens et nos chimistes, en en suspendant le vol. Mais, de ce point de vue, la matière minérale elle-même n'a-t-elle pas une vie qui nous échappe en raison de sa lenteur, et que les phénomènes de désintégration commencent seulement à nous faire soupçonner ? Et par exemple, la matière amorphe ne nous apparaît-elle pas comme un édifice instable, animée d'une sourde vie qui la fait tendre à l'état cristallin, réalisé plus ou moins vite selon les conditions de milieu ? C'est à cela que doivent penser les pétrographes quand ils cherchent à expliquer les phénomènes de métamorphisme et de granitisation.

Les *tectoniciens*, eux, n'ont pas besoin d'un si grand changement d'unité de temps. Une boule de bitume est solide si on la regarde pendant une minute; elle se déforme d'elle-même, sous l'action de la gravité si on la regarde pendant une journée. Un glacier (ou un bâton de glace) est immobile si on le regarde pendant une heure; il est visqueux si on le regarde pendant une année; il serait liquide, et nous apparaîtrait comme un torrent en crue descendant d'un massif désertique et s'évaporant à son pied, si on le regardait pendant plusieurs dizaines de milliers d'années; nous le verrions alors descendre des montagnes, fondre en arrivant dans les plaines, puis, en bloc, naître et renaître au gré des périodes glaciaires et interglaciaires, comme le torrent en crue naît à chaque période d'orage. Ainsi,

grâce à un simple changement d'échelle chronologique, l'eau solide nous a paru se comporter comme l'eau liquide. Et peut-être, si nous regardions un bloc de schiste ou de calcaire pendant des milliers de siècles, le verrions-nous couler comme du bitume, sous la seule action de la gravité ?

Ainsi les montagnes, vues par un touriste, apparaissent figées dans la majestueuse et éternelle immobilité que nous attribuons aux « solides », au règne minéral, à l'échelle d'une vie humaine. Vues par un géographe, elles s'animent déjà : l'érosion les sculpte et les ruine; les éboulis, les torrents, les glaciers, les volcans, y édifient à leurs flancs de minuscules et éphémères parures, « mouches » posées çà et là par les édifices volcaniques, guirlandes capricieuses des moraines, éventails régulièrement étalés par les cônes de déjections, corniches et frontons étagés des terrasses d'alluvions. Mais, aux yeux des tectoniciens, ce sont là des phénomènes qui passent comme des éclairs, égratignant à peine le visqueux et mobile épiderme du globe; la vraie vie profonde et infiniment lente des édifices montagneux est un écoulement incessant.

C'est ainsi qu'était déjà apparue à P. TERMIER, formulée dans une chronologie à l'échelle des « journées » de la création biblique, l'histoire des montagnes :

« *Et Montes sicut cera fluxerunt a facie Domini* ».

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

N. B. — Cette liste ne contient que les ouvrages cités dans le texte et spécialement les publications les plus récentes. Pour les travaux plus anciens, on trouvera des indications dans les mémoires de W. KILIAN et J. RÉVIL (64), de P. TERMIER (119) et dans le « Répertoire de la Bibliographie géologique du Sud-Est de la France » (*T. L. G.*, t. 12, t. 13, t. 15).

ABRÉVIATIONS :

B. S. G. F. = Bulletin de la Société Géologique de France.

CR. S. G. F. = Comptes rendus sommaires des séances de la Société Géologique de France.

CR. A. S. = Comptes rendus de l'Académie des Sciences (Paris).

T. L. G. = Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble.

B. S. C. G. = Bulletin du Service de la Carte Géologique de France.

1. BERTRAND (L.). — L'âge oligocène des grès d'Annot (*CR. S. G. F.*, 2 déc. 1935).
2. — Sur l'âge des grès d'Annot dans les Alpes maritimes franco-italiennes (*CR. S. G. F.*, 2 mars 1936).
3. BLANCHARD (R.). — Le glacier de la Durance à l'aval de Sisteron (*CR. A. S.*, t. 170, p. 1454, 24 juin 1920, et *Revue de Géographie alpine* t. 8, 1920).
4. — Les phases du glacier de la Durance à Sisteron (*Revue de Géographie alpine*, t. 16, 1928).
5. BLANCHET (F.). — Aperçu tectonique et stratigraphique sur le massif d'Escreins (Hautes-Alpes) (*B. S. C. G.*, t. 27, n° 151, 1924).
6. — Sur un nouveau gisement très fossilifère de Tithonique intra-alpin (*CR. A. S.*, t. 184, p. 1181, 1927).

7. — Etude paléontologique d'un nouveau gisement fossilifère dans le Tithonique intra-alpin entre Briançon et Château-Queyras (*T. L. G.*, t. 15, fasc. 1, 1929).
8. — Sur quelques faits nouveaux ou peu connus de la Géologie du Briançonnais méridional (massif d'Escreins, Hautes-Alpes) (*CR. A. S.*, t. 191, p. 849, 1930).
9. — Sur l'âge des marbres de Guillestre, roche caractéristique du Malm du Briançonnais (*CR. A. S.*, t. 196, p. 632, 27 fév. 1933).
10. — Etude géologique des Montagnes d'Escreins (Hautes et Basses-Alpes) (*T. L. G.*, t. 19, 1936).
11. — Sur l'extension du Bathonien dans les zones intraalpines au Sud de la Guisane (*CR. A. S.*, t. 202, p. 232, 20 janv. 1936).
12. BOUSSAC (J.). — Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin (*Mémoires du Service de la Carte Géol. de France*, 1912).
13. BREISTROFFER (M.). — Sur la stratigraphie du Crétacé moyen en Chartreuse (*CR. A. S.*, 18 mai 1936).
14. — Sur les niveaux fossilifères de l'Albien dans la fosse vocontienne (Drôme, Hautes-Alpes et Basses-Alpes) (*CR. A. S.*, 19 mai 1937).
15. BRÜCKNER (W.). — Stratigraphie et épaisseurs du Valanginien des chaînes subalpines dans la cluse de l'Isère (*T. L. G.*, t. 20, 1936).
16. GIGNOUX (M.). — Au sujet de la tectonique de la « formation de Suzette » (*B. S. G. F.*, 4^e sér., t. 33, p. 539, 1924).
17. — Révision de la feuille de Briançon au 1/80.000^e (*B. S. C. G.*, t. 33, n° 176, 1929).
18. — Observations géologiques sur la bordure occidentale du massif de Pierre-Eyraud (Briançonnais) (*CR. S. G. F.*, 27 mai 1929).
19. — La tectonique des terrains salifères; son rôle dans les Alpes françaises (Livre jubilaire publié à l'occasion du Centenaire de la Soc. Géol. de France, t. 2, p. 329, 1930).
20. — Sur la possibilité de l'existence du Néocomien dans la zone de l'Embrunais sur la rive droite de la Durance (*CR. A. S.*, 30 mai 1932).
21. — Sidérolithiques et formations rouges dans les nappes des Alpes françaises au S et à l'E du Pelvoux (*CR. S. G. F.*, 30 mars 1936).
22. — Stratigraphie de la bordure Ouest du Briançonnais entre Briançon et le Galibier: origine de la « 4^e écaille » briançonnaise (*B. S. G. F.*, 5^e sér., t. 6, 1936).
23. — Tectonique et stratigraphie du Nummulitique à l'Est du Pelvoux (*B. S. G. F.*, 5^e sér., t. 6, 1936).
24. — Géologie stratigraphique, 2^e édit. (Paris, Masson, 1936).

25. — Le prolongement de la zone du Flysch des Aiguilles d'Arves à l'Est du Pelvoux (*CR. S. G. F.*, 23 nov. 1936).
26. — Stratigraphie de la zone du Briançonnais aux environs de La Roche-de-Rame (Hautes-Alpes) (*CR. S. G. F.*, 19 avril 1937).
27. GIGNOUX (M.) et AVNIMELECH (M.). — Genèse de roches sédimentaires bréchoïdes par « intrusion et éclatement » (*B. S. G. F.*, 5^e sér., t. 7, 1937).
28. GIGNOUX (M.), LORY (P.) et MORET (L.). — Révision de la feuille de Gap au 1/80.000^e (*B. S. C. G.*, t. 36, n° 187).
29. GIGNOUX (M.) et MORET (L.). — Un itinéraire géologique à travers les Alpes françaises, de Voreppe à Grenoble et en Maurienne (*T. L. G.*, t. 15, fasc. 3, 1931).
30. — Sur la géologie de la région de Dourmillouse (Hautes-Alpes) entre le Pelvoux et la nappe de l'Embrunais (*CR. S. G. F.*, 7 déc. 1931).
31. — Sur la structure de la base de la nappe du Flysch de l'Embrunais dans la vallée d'Ancelle près de Gap (Hautes-Alpes) (*CR. A. S.*, t. 195, p. 1202, 19 déc. 1932).
32. — Révision de la feuille de Gap au 1/80.000^e (*B. S. C. G.*, t. 38, t. 190, 1933).
33. — Les unités structurales externes de la chaîne alpine entre le Pelvoux et la Durance (*CR. A. S.*, t. 196, p. 830, 20 mars 1933).
34. — Les unités structurales internes de la chaîne alpine entre le Pelvoux et la Durance (*CR. A. S.*, t. 196, p. 1064, 10 avril 1933).
35. — Sur le prolongement en Haute-Savoie et en Suisse des unités structurales des Alpes dauphinoises (*CR. A. S.*, t. 196, p. 1153, 18 avril 1933).
36. — La zone du Briançonnais et les racines des nappes préalpines savoisiennes (*CR. A. S.*, t. 196, p. 1189, 24 avril 1933).
37. — Les grandes subdivisions géologiques des Alpes françaises (*Annales de Géographie*, n° 244, 15 juillet 1934).
38. — Stratigraphie de la bordure externe de la zone du Flysch de l'Embrunais, entre la Durance et le Drac (massifs de Piolit et des Autanes, Hautes-Alpes) (*CR. A. S.*, t. 199, p. 1081, 19 nov. 1934).
39. — Tectonique de la bordure externe de la zone du Flysch de l'Embrunais entre le Drac et la Durance (massifs de Piolit et des Autanes, Hautes-Alpes) (*CR. A. S.*, t. 200, p. 29, 2 janv. 1935).
40. — Sur la stratigraphie de la zone du Pas du Roc près Saint-Michel-de-Maurienne et l'âge de la brèche du Télégraphe (*CR. S. G. F.*, 21 déc. 1936).

41. — Nouvelles observations sur le Flysch de l'Embrunais, rive droite de la Durance près de Saint-Clément (Hautes-Alpes) (*CR. S. G. F.*, 15 nov. 1937).
42. — Géologie et morphologie de la vallée de la Valloirette (Savoie) du Col du Galibier à Saint-Michel-de-Maurienne (*Revue de Géographie alpine*, t. 25, fasc. 2, 1937).
43. GIGNOUX (M.), MORET (L.) et SCHNEEGANS (D.). — Structure géologique de la fenêtre de L'Argentière au Sud de Briançon (Hautes-Alpes) (*CR. A. S.*, t. 197, p. 1265, 20 nov. 1933).
44. — Le problème du « Flysch calcaire » dans la région frontale des nappes de l'Embrunais-Ubaye (Association Française pour l'Avancement des Sciences, Congrès de Chambéry, 1933, Comptes rendus, p. 240).
45. — Observations géologiques dans le bassin de la Haute Durance, entre Gap et la frontière italienne (*T. L. G.*, t. 18, 1934).
46. GIGNOUX (M.) et RAGUIN (E.). — Sur la stratigraphie du Trias de la zone du Briançonnais (*CR. A. S.*, t. 192, p. 102, 12 janv. 1931).
47. — Découverte d'écaillés de roches granitiques au Nord-Ouest du Col du Lautaret (Hautes-Alpes) à la base de la nappe du Flysch des Aiguilles d'Arves (*B. S. G. F.*, 5^e sér., t. 2, 1932).
48. GIGNOUX (M.) et SCHNEEGANS (D.). — Sur l'âge des « calcaires de Val-louise » près Briançon (*CR. S. G. F.*, 5 mars 1934).
49. GOGUEL (J.). — Description géologique du Luberon (*B. S. G. F.*, t. 36, n° 186, 1932).
50. — Sur l'extension des faciès urgoniens dans les Monts de Vaucluse (*B. S. G. F.*, 5^e sér., t. 2, 1932).
51. — L'épaisseur du Miocène à Volonne (Basses-Alpes) (*CR. S. G. F.*, 4 juin 1934).
52. GUBLER-WAHL (M^{me} Y.). — La nappe de l'Ubaye au Sud de la vallée de Barcelonnette; essai géologique (Thèse Sciences, Paris, 1928).
53. — Schéma structural de la nappe de l'Ubaye dans les bassins du Haut Verdon et du Bachelard (*B. S. G. F.*, t. 32, n° 174, 1929).
54. — Sur une interprétation tectonique nouvelle du Chapeau de Gendarme (Basses-Alpes) (*CR. S. G. F.*, 20 déc. 1937).
55. HAUG (E.). — Traité de Géologie (Paris, A. Colin, 1908-1911).
56. — Les chaînes subalpines entre Gap et Digne (*B. S. G. F.*, t. 3, n° 21, 1891).
57. JODOT (P.). — Sur la présence d'une faune à *Myophoria Goldfussi* dans le Trias de la bordure Sud du Pelvoux (Hautes-Alpes) (*CR. S. G. F.*, 3 mai 1926, et *B. S. G. F.*, 4^e sér., t. 26, 1926).

58. JUNG (J.). — Rapports des plis alpins et des plis pyrénéens dans les chaînes subalpines méridionales (*T. L. G.*, t. 15, fasc. 2, 1930).
59. JUNG (J.) et ERHART (H.). — Structure géologique des Baronnies au Nord du Ventoux (*T. L. G.*, t. 17, fasc. 1, 1933).
60. KILIAN (W.). — Description géologique de la Montagne de Lure (Thèse Sciences, Paris, 1888).
61. — Note sur l'existence de blocs glaciaires à la base de la basse terrasse fluvioglaciale des environs de Sisteron (Basses-Alpes) (Association Française pour l'Avancement des Sciences, Congrès de Montpellier, 1922, Comptes rendus, p. 301-308, 3 fig.).
62. KILIAN (W.) et BLANCHET (F.). — Sur la présence d'une nappe sous-alluvionnaire d'eau thermale et minéralisée dans le lit de la Durance, à Serre-Ponçon (Hautes-Alpes) (*CR. A. S.*, t. 172, p. 1564, 20 juin 1921).
63. KILIAN (W.), BLANCHET (F.), MORET (L.) et ROCH (E.). — Contributions à la connaissance du terrain houiller de la zone intra-alpine française (*T. L. G.*, t. 13, 1923).
64. KILIAN (W.) et RÉVIL (J.). — Etudes géologiques dans les Alpes occidentales (*Mémoires du Service de la Carte Géol. de la France*, 1904, 1908, 1912).
65. LAMBERT (R.). — Sur le redoublement de la barre tithonique du « bord subalpin » aux environs de Vif près Grenoble (*T. L. G.*, t. 20, 1936).
66. LAPPARENT (A.-F. DE). — Observations sur les poudingues du bassin tertiaire de Digne (*CR. S. G. F.*, 4 fév. 1935).
67. — Stratigraphie des terrains tertiaires de Châteaufort, de Beynes et de Majastres (Basses-Alpes) (*CR. S. G. F.*, 4 mars 1935).
68. LINAGE (J. DE). — Moraines et terrasses du Bochaine (*Revue de Géographie alpine*, t. 18, 1930).
69. LORY (Charles). — Description géologique du Dauphiné (Isère, Drôme, Hautes-Alpes) (Grenoble, 1860-1864).
70. LORY (Pierre). — Sur le Crétacé inférieur du Dévoluy et des régions voisines (*B. S. G. F.*, 3^e sér., t. 26, 1898).
71. — Note préliminaire sur le massif de Chaillol (Hautes-Alpes) (Grenoble, 1896).
72. — Quatre journées d'excursions géologiques au Sud de Grenoble (*T. L. G.*, t. 15, fasc. 3, p. 125, 1931).
73. — Caractères du Jurassique dans les écaillés refoulées sur la couverture méridionale du Pelvoux (*CR. S. G. F.*, 16 mars 1936).

74. LUGEON (M.). — Feuille Briançon (massif de Pierre-Eyrantz). Comptes rendus des Collaborateurs pour la campagne de 1898 (*B. S. C. G.*, n° 69, t. X, 1898-1899, p. 116-118).
- 74 bis. MARTIN (David). — Les glaciers quaternaires des bassins de la Durance et du Var (*Bull. de la Soc. d'Etudes des Hautes-Alpes*, Gap, 1926).
75. MORET (L.). — Une coupe du « bord subalpin » au Nord de Grenoble; succession des faciès lithologiques (Association Française pour l'Avancement des Sciences, 49^e Session, Grenoble, 1925).
76. — Sur la présence de *Nummulites incrassatus* dans le Flysch calcaire des environs d'Orcières (nappe du Flysch de l'Embrunais) et sur la répartition des faciès du Nummulitique dans le géosynclinal alpin (*CR. S. G. F.*, 4 fév. 1935).
77. — Sur l'âge des complexes détritiques qui terminent la série nummulitique subalpine (*CR. S. G. F.*, 20 janv. 1936).
78. — L'âge des complexes terminaux du Nummulitique subalpin envisagé du point de vue de la structure générale des Alpes (*CR. S. G. F.*, 3 fév. 1936).
79. MORET (L.) et BLANCHET (F.). — Le problème du Crétacé dans les zones intraalpines : les « marbres en plaquettes » des environs de Guillestre (Hautes-Alpes), leur âge, leur caractère transgressif (*CR. A. S.*, t. 178, p. 1738, 1924).
80. — Sur les marbres en plaquettes du Briançonnais (*CR. S. G. F.*, 16 mars 1925).
81. — Contribution à l'étude du Crétacé intraalpin (Alpes occidentales) : le problème des « marbres en plaquettes » (*B. S. G. F.*, 4^e sér., t. 24, 1924, et *T. L. G.*, t. 14, fasc. 1, 1925).
82. MORET (L.), RAGUIN (E.) et SCHNEEGANS (D.). — Note préliminaire sur la constitution géologique du massif de Pierre-Eyrantz (Hautes-Alpes) (*CR. S. G. F.*, 15 déc. 1930).
83. MORET (L.) et ROCH (E.). — Révision de la feuille de Briançon au 1/80.000^e (*B. S. C. G.*, t. 27, n° 151, 1922).
84. — Révision de la feuille de Briançon au 1/80.000^e. Sur les tufs pléistocènes du Lautaret (*B. S. C. G.*, t. 28, n° 155, 1923-1924).
85. MORET (L.) et SCHNEEGANS (D.). — Le problème du Flysch calcaire de la Montagne d'Autapie près Colmars (Basses-Alpes) (*CR. A. S.*, t. 199, p. 1638, 26 déc. 1934).
86. MULLER (H.). — La faune des tufs du Lautaret (*Bull. de la Soc. de Statistique de l'Isère*, 5^e sér., t. 4, p. 452, Grenoble, 1924).
87. PAQUIER (V.). — Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales (*T. L. G.*, t. 5, 1899-1900).

88. PENCK (A.) et BRÜCKNER (E.). — Die Alpen im Eiszeitalter (traduction française : Les Alpes françaises à l'époque glaciaire) (*T. L. G.*, t. 8, 1905-1907, et t. 9, 1908).
89. PETIOT (H.). — Briançon; esquisse de Géographie urbaine (*Revue de Géographie alpine*, t. 9, 1921).
90. PFENDER (M^{re} J.). — Sur un Foraminifère nouveau du Bathonien des Montagnes d'Escreins (Hautes-Alpes) : *Kilianina Blancheti* nov. gen., nov. sp. (*T. L. G.*, t. 18, 1936).
91. PUSSENOT (C.). — La nappe du Briançonnais et le bord de la zone des schistes lustrés entre l'Arc et le Guil (Grenoble, Allier, 1930).
92. — Premier supplément à « La nappe du Briançonnais et le bord de la zone des schistes lustrés entre l'Arc et le Guil » (Grenoble, Impr. Générale, 1931).
93. — Sur le tracé du bord de la nappe des schistes lustrés aux environs de Cervières (Hautes-Alpes) (*CR. S. G. F.*, 18 mars 1935).
94. — Sur le métamorphisme du bord de la zone des schistes lustrés aux environs de Cervières (Hautes-Alpes) (*CR. S. G. F.*, 20 mai 1935).
95. — Sur les terrains visibles dans la fenêtre de L'Argentière (Hautes-Alpes) (*CR. S. G. F.*, 17 juin 1935).
96. — Sur l'inexistence d'une zone subbriançonnaise dans la fenêtre de L'Argentière (Hautes-Alpes) et plus au Sud (*CR. S. G. F.*, 3 mai 1937).
97. — Y a-t-il une nappe du Flysch entre Vallouise et Réotier (Hautes-Alpes) ? (*CR. S. G. F.*, 24 mai 1937).
98. — Les « oolithes » du Bathonien briançonnais (*CR. S. G. F.*, 17 janv. 1938).
99. RAGUIN (E.). — Les marbres en plaquettes de Notre-Dame des Neiges, près Briançon (*CR. S. G. F.*, 16 juin 1930).
100. — A propos du Trias briançonnais (*CR. S. G. F.*, 2 mars 1931).
101. — Révision de la feuille de Briançon au 1/80.000^e; le Briançonnais sud-oriental et la bordure des schistes lustrés (*B. S. C. G.*, t. 39, n° 179, 1931).
102. RENZ (H.). — Zur Stratigraphie und Paläontologie der Mytilus-Schichten der Préalpes romandes (*Eclogae Geologicae Helvetiae*, 28, 1935).
103. ROQUES (M.). — Structure géologique de la partie méridionale du massif de Pierre-Eyrantz (Hautes-Alpes) (*T. L. G.*, t. 18, 1936).
104. SCHNEEGANS (D.). — Sur la présence de radiolarites dans la nappe du Briançonnais (*CR. A. S.*, t. 190, p. 129, 13 janv. 1930).
105. — La stratigraphie des brèches du Pic de Mélézein au SE de Briançon (*CR. S. G. F.*, 15 déc. 1930).

106. — Observations sur la série stratigraphique du massif du Grand-Galibier (Briançonnais occidental) (*CR. S. G. F.*, 2 mars 1931).
107. — Observations sur la limite occidentale de la nappe du Briançonnais au S de la Maurienne (*CR. S. G. F.*, 9 mars 1931).
108. — Les subdivisions de la nappe de l'Ubaye dans le massif du Morgon (Alpes françaises) (*CR. A. S.*, 27 déc. 1932).
109. — Présence du Jurassique moyen (Dogger) dans la nappe de l'Ubaye au Nord de la vallée de Barcelonnette (Alpes françaises) (*CR. A. S.*, 16 janv. 1933).
110. — Sur la découverte de nouveaux gisements de Diplopores (Algues calcaires) dans le Trias de la zone du Briançonnais (*T. L. G.*, t. 17, fasc. 1, 1933).
111. — Les relations entre la zone du Flysch dans l'Embrunais et la nappe du Briançonnais (*CR. A. S.*, t. 187, p. 262, 17 juillet 1933).
112. — La subdivision de la zone du Flysch au Sud de la Maurienne (*CR. A. S.*, t. 197, p. 486, 16 août 1933).
113. — Observations sur les racines de la nappe de l'Ubaye dans la vallée de la Stura (Alpes italiennes) (*CR. S. G. F.*, 18 déc. 1933).
114. — Constitution géologique du massif de Chabrières (Hautes-Alpes) (*CR. A. S.*, 12 mars 1934).
115. — La nappe des Aiguilles d'Arves dans les environs de Moûtiers (Tarentaise) (*CR. S. G. F.*, 16 déc. 1935).
116. — La stratigraphie du Lias de la nappe de l'Ubaye-Embrunais dans le massif du Morgon (*CR. A. S.*, 20 avril 1936).
117. — La sédimentation du Flysch des nappes de l'Ubaye-Embrunais (*CR. S. G. F.*, 12 avril 1937).
118. — La Géologie des nappes de l'Ubaye-Embrunais entre les vallées de la Durance et de l'Ubaye (Thèse Sciences, Grenoble, 1938) (*Mém. du Service de la Carte Géol. de la France*, 1938).
119. TERMIER (P.). — Les montagnes entre Briançon et Vallouise (*Mém. du Service de la Carte Géol. de la France*, 1903).
120. — La nappe de Suzette (*B. S. G. F.*, 4^e sér., t. 23, 1924).
121. — Nouvelle contribution à l'étude du problème de Suzette (*B. S. G. F.*, 4^e sér., t. 27, 1927).
122. — La nappe des Aiguilles d'Arves entre le Lautaret et la Vallouise (*CR. A. S.*, t. 186, p. 49, 1928).
123. — Le pays de nappes des Alpes françaises (*CR. A. S.*, t. 186, p. 113, 1928).
124. — Observations sur la note de MM. MORET et BLANCHET relative aux marbres en plaquettes du Briançonnais (*CR. S. G. F.*, 16 fév. 1925).
125. WEGMANN (C. E.). — A propos de l'origine de la 4^e écaille (*CR. S. G. F.*, 30 mars 1925).

Liste des figures dans le texte

	Pages
1. — Carte géologique de la bordure NE du Pelvoux.....	53
2. — Trois coupes E-W, un peu schématisées, se succédant du N au S sur la bordure NE du massif cristallin du Pelvoux.....	55
3. — Extrémité S du Pelvoux et montagnes du haut Champsaur.....	62
4. — Carte schématique des fronts glaciaires dans les bassins de la haute Durance et du haut Drac.....	146
5. — Coupe transversale schématique des terrasses et moraines de l'ancien glacier de la Durance.....	150
6. — La cluse de Sisteron dans les calcaires tithoniques.....	159
7. — Le Serre de Chamel, promontoire S du massif de Céuze.....	163
8. — Profil schématique des montagnes de la rive droite de la Durance, dans la traversée du dôme de Remollon.....	166
9. — Massif des Aiguilles de Lus, vue prise au-dessus de La Jarjatte..	180
10. — Coupe schématique à travers l'extrémité S du Dévoluy dans la cluse de Veynes.....	186
11. — Ecailles ultradauphinoises du Puy de Manse et du Chapeau de Napoléon	190
12. — Coupe schématique de la région frontale des nappes de l'Embrunais, au NE de Gap (Puy de Manse, Tour St-Philippe).....	193
13. — Ecailles subbriançonnaises du versant W du massif de Piolit, vues du Col de Moissière.....	195
14. — Front des nappes de l'Embrunais, à l'entrée de la haute vallée d'Anceille	197
15. — Profil schématique des falaises du massif du Morgon, dominant la rive droite de l'Ubaye, entre Ubaye-village et Revel.....	204
16. — Bord des nappes de l'Embrunais, dominant le fond de la demi-fenêtre d'Embrun, sur la rive droite de la Durance, au-dessus de Châteauroux.....	213

	Pages
17. — Bord externe de la zone du Briançonnais sur la rive gauche de la Durance, au Plan de Phasy, en aval de Montdauphin.....	216
18. — Bord externe de la zone du Briançonnais sur la rive droite de la Durance, dans l'éperon de Réotier.....	219
19. — Fontaine pétrifiante de Réotier.....	221
20. — Coupe des nappes du Guil.....	223
21. — Bord de la zone du Briançonnais dans la vallée de la Durance au N de Montdauphin.....	227
22. — Coupe des falaises dominant la rive droite de la Durance en face de La Roche-de-Rame.....	228
23. — Massif de la Tête de Gaulent et synclinal de nappes de Champcella, vus des chalets du Puy, au NNE de La Roche-de-Rame.	229
24. — Coupe transversale naturelle du versant S du massif de la Tête de Gaulent, sur la rive gauche du torrent de Tramouillon....	231
25. — Région du confluent Durance-Garonne, dans l'anticlinal de nappes de la fenêtre de L'Argentière.....	234
26. — Les gorges de la Durance dans la fenêtre de L'Argentière.....	238
27. — Panorama des montagnes de la rive gauche de la Guisane, au Lauzet, entre le Monétier-les-Bains et le Lautaret.....	245
28. — Versant S du Col du Galibier, vu de la nouvelle route à l'entrée du vallon des Roches Noires.....	252
29. — Bord externe de la zone du Briançonnais dans la région du Monétier-les-Bains, vu de la Pointe de la Mandette (E du Col du Galibier).....	254
30. — Sept coupes schématiques E-W montrant l'évolution des fosses et cordillères de la bordure W du géosynclinal alpin au S du Pelvoux, à partir du Trias.....	260

Liste des planches hors texte

- Pl. I-A. — Redoublement de la falaise tithonique au NE de Veynes.
- Pl. I-B. — Discordance angulaire des calcaires sénoniens sur le Tithonique et le Berriasien, dans la bordure W du Dévoluy.
- Pl. II-A. — Coupe naturelle du versant N de la Tête du Grand-Pré.
- Pl. II-B. — Village de Crévoux, à l'E d'Embrun, et versant S du Pic de Saint-André.
- Pl. III. — Le pli du Cap au NW de Revel (Ubaye).
- Pl. IV. — Le front des nappes de l'Embrunais, sur la rive droite de la haute vallée d'Ancelle, au NE de Gap.
- Pl. V. — Panorama du bord des nappes de l'Embrunais, à l'entrée de la demi-fenêtre d'Embrun, sur le versant N du sillon de Gap, entre La Bâtie-Neuve et Chorges.
- Pl. VI. — La face SW du massif du Morgon, vue du tunnel de Saint-Vincent, route Barcelonnette-Digne.
- Pl. VII. — Coupes géologiques schématiques montrant la structure d'ensemble des nappes de l'Embrunais et du Briançonnais.
- Pl. VIII. — Carte structurale schématique des bassins du Drac et de la haute Durance.
- Pl. IX. — Carte structurale du bassin supérieur de la Durance.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
Introduction	1
PREMIERE PARTIE	
Les grandes divisions structurales et leurs séries stratigraphiques...	3
CHAPITRE I. — Zone alpine externe.....	5
I. — Principales subdivisions régionales.....	5
A) Chaînes subalpines.....	5
B) Zone des massifs cristallins et de leur couverture sédimentaire	6
C) Les dépressions de terres-noires.....	7
D) Les massifs bordant à l'E les dépressions de terres-noires	9
II. — Séries stratigraphiques de la zone alpine externe.....	11
A) Type dauphinois normal.....	11
1° Terrains primaires	12
2° Trias	13
3° Lias et Dogger.....	14
4° Les terres-noires (Bathonien-Oxfordien).....	15
5° Malm	16
6° Crétacé inf. : a) type mixte; — b) type vocontien; — c) passage entre le type mixte et le type vocontien; — d) tableau paléogéographique d'ensemble : la fosse vocontienne et l'avant-fosse alpine.	17
7° Crétacé sup. (Cénomanién-Sénonien).....	25
8° Nummulitique : a) domaine de l'Eocène continental et de l'Oligocène laguno-lacustre; — b) domaine de l'Eocène continental et de l'Oligocène marin à Nummulites; — c) domaine de l'Eocène sup. marin	27
9° Miocène	32

	Pages
B) Les modifications de faciès dans la zone ultradauphinoise.	33
1° Le Trias.....	34
2° Le Lias-Dogger et l'Oxfordien (s. l. = terres-noires): a) bordure NE du Pelvoux; — b) massif de Soleil-Bœuf; — c) écaille de Saint-Julien; — d) écaillè de Terres-Pleines.....	34
3° Le Malm: a) écaille de Soleil-Bœuf; — b) écailles du Puy de Manse et de Rochette; — c) écaille de Saint-Vincent; — d) écaille de la Batterie du Châtelard	37
4° Le Crétacé: a) Puy de Manse; — b) écaille de Saint-Vincent; — c) écaille de la Batterie du Châtelard	39
5° Le Nummulitique.....	42
III. — <i>Structure tectonique des régions traversées</i>	43
A) Le Bochaine.....	43
B) Le Dévoluy.....	45
C) La dépression de terres-noires de Laragne (la formation de Suzette).....	47
D) La zone ultradauphinoise.....	51
1° La zone du Flysch des Aig. d'Arves: a) la coupe de Côte-Plaine; — b) la coupe de La Madeleine; — c) la coupe de la Croix de Ciboui; — d) conclu- sions	51
2° La zone ultradauphinoise en bordure E et S du Pelvoux	59
3° La zone ultradauphinoise entre Drac et Durance..	61
4° Les écailles ultradauphinoises de l'entrée de l'Ubaye.	64
CHAPITRE II. — <i>Zone alpine interne</i>	65
I. — <i>Généralités; nomenclature des grandes unités</i>	65
II. — <i>Subdivisions tectoniques de ces unités; leur répartition géo- graphique</i>	69
A) La zone subbriançonnaise.....	69
1° Dans l'Ubaye et l'Embrunais.....	69
2° Haut bassin du Drac et bord S du Nummulitique autochtone de Dourmillouse.....	73
3° Entre Freyssinières et le Col du Galibier.....	74
B) La zone du Flysch de l'Embrunais-Ubaye.....	77
C) La zone du Briançonnais.....	79
1° Coupe des nappes du Guil.....	79

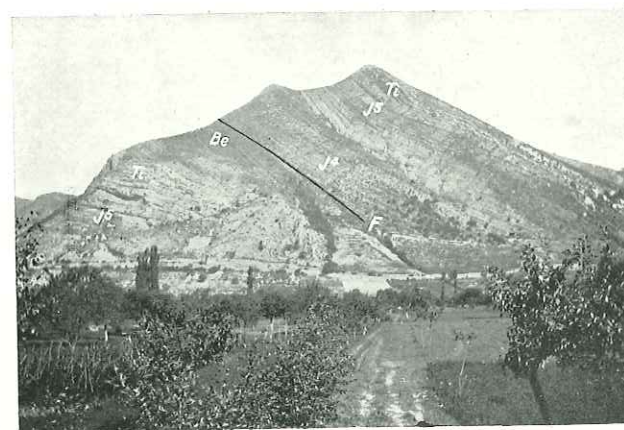
	Pages
2° Bassin de Guillestre; nappes de Champcella et de Roche-Charnière	82
3° Nappe sup. du Guil dans le massif de Pierre-Ey- rautz	85
4° La vallée de la Durance entre La Roche-de-Rame et Saint-Martin-de-Queyrières; la fenêtre de L'Ar- gentière	89
5° Le bassin de Briançon et les montagnes entre Brian- çon et Vallouise.....	95
6° Bordure du Briançonnais entre Le Monétier et le Galibier	98
III. — <i>Séries stratigraphiques de la zone alpine interne</i>	101
A) Cristallin antéhouiller.....	102
B) Houiller	104
C) Permien	107
D) Trias	107
1° Zone subbriançonnaise.....	108
2° Zone du Briançonnais.....	108
E) Lias et Dogger.....	112
1° Zone subbriançonnaise: a) entre Vallouise et le Galibier; — b) massif Piolit-Chabrières; — c) massif du Morgon.....	113
2° Zone du Briançonnais.....	116
F) Jurassique supérieur.....	120
1° Zone subbriançonnaise: a) entre Vallouise et le Galibier; — b) fenêtre de L'Argentière; — c) digitation de Piolit; — d) digitation des Séo- lanes; — e) digitation du Morgon; — f) digita- tion de Chabrières-Escouréous.....	121
2° Zone du Briançonnais: a) unités à faciès externes; — b) unités à faciès internes.....	125
G) Crétacé	128
1° Zone subbriançonnaise: a) entre Vallouise et le Galibier; — b) fenêtre de L'Argentière; — c) digitation de Piolit; — d) cicatrice de Réallon- Saint-Clément; — e) digitations des Séolanes et du Morgon; — f) digitation de Chabrières-Escou- réous	129
2° Zone du Briançonnais: a) unités externes; — b) unités internes.....	132
H) Nummulitique	134

	Pages
1° Zone subbriançonnaise : a) entre Vallouise et le Galibier; — b) fenêtre de L'Argentière; — c) cicatrices et massifs subbriançonnais de l'Embrunais-Ubaye	136
2° Zone du Flysch de l'Embrunais-Ubaye.....	140
3° Zone du Briançonnais.....	140
CHAPITRE III. — Alluvions et moraines.....	143
I. — Alluvions des hauts plateaux (Pliocène ?).....	143
II. — Histoire de l'ancien glacier de la Durance.....	144
A) Dépression terminale de Laragne-Sisteron.....	147
1° Moraines externes.....	147
2° Moraines internes.....	149
B) Cluse de Veynes.....	149
C) Pourtour du Dôme de Remollon.....	152
D) En amont d'Embrun.....	154

DEUXIÈME PARTIE

Description géologique des itinéraires.....	157
I. — Le site de Sisteron et ses environs.....	157
II. — De Sisteron à Tallard.....	161
III. — De Tallard au confluent Ubaye-Durance.....	165
IV. — De Tallard à Gap.....	169
V. — De Sisteron à Veynes.....	170
VI. — De Grenoble à Veynes, par Lus.....	173
VII. — De Veynes à Gap : le Dévoluy et le seuil de La Freyssinouse	185
VIII. — De Gap au Puy de Manse, à la Tour Saint-Philippe, à la vallée d'Ancelle : zone ultradauphinoise et front des nappes de l'Embrunais au N de la Durance....	190
IX. — De Gap au confluent Ubaye-Durance.....	199
X. — La basse Ubaye jusqu'à Revel : écaillés ultradauphinoises et massif subbriançonnais du Morgon.....	202
XI. — Du confluent Ubaye-Durance à Saint-Clément : la demi-fenêtre d'Embrun.....	211
XII. — De Saint-Clément à Guillestre : zone du Flysch de l'Embrunais et bordure du Briançonnais.....	215
XIII. — De Guillestre par les gorges du Guil jusqu'au Pont du Roi et retour; coupe des nappes du Guil.....	222

	Pages
XIV. — De Guillestre à La Roche-de-Rame : Saint-Crépin, synclinal de Champcella.....	226
XV. — De La Roche-de-Rame au Pont de Prelles : fenêtre de L'Argentière	233
XVI. — Du Pont de Prelles à Briançon et au Monétier-les-Bains : zone houillère briançonnaise, Flysch de la Croix de Ciboui.....	239
XVII. — Du Monétier-les-Bains au Lautaret : zone subbriançonnaise, zone du Flysch des Aig. d'Arves, front du chevauchement briançonnais.....	243
XVIII. — Du Lautaret au Galibier : zone subbriançonnaise, zone du Flysch des Aig. d'Arves, klippes briançonnaises..	251
Conclusions : Paléogéographie et tectonique.....	259
LISTE BIBLIOGRAPHIQUE.....	279
LISTE DES FIGURES DANS LE TEXTE.....	287
LISTE DES PLANCHES HORS TEXTE.....	290



PL. I-A. — REDOUBLEMENT DE LA FALAISE TITHONIQUE AU NE DE VEYNES.
(Voir fig. 10, I.)
J4 = Séquanien. — J5 = Kimmeridgien. — Ti = Tithonique.
Be = Berriasien. — F = surface de refoulement.



PL. I-B. — DISCORDANCE ANGULAIRE DES CALCAIRES SÉNONIENS (Se)
(MAESTRICHTIEN) SUR LE TITHONIQUE (Ti)
ET LE BERRIASIEN (Be).

Vue prise au-dessus de Tréminis, sur le versant W du Dévoluy, entre
l'Obiou et le Grand-Ferrand. (Clichés prêtés par P. LORY.)

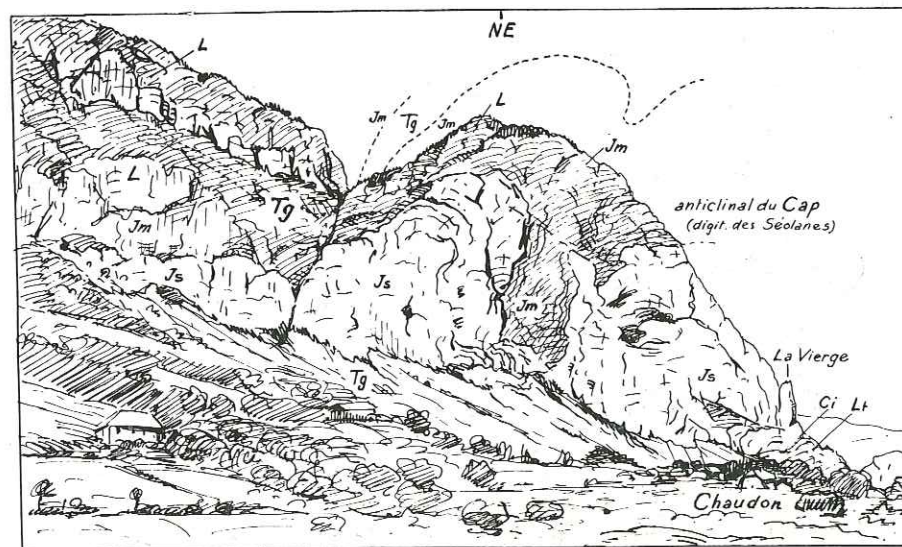


PL. II-A. — COUPE NATURELLE DU VERSANT N DE LA TÊTE DU GRAND-PRÉ (SOMMET E), AU-DESSUS DU MONÉTIER.

Au premier plan, affleurements blancs des calcaires du Trias sup. Au deuxième plan, l'extrémité gauche de la falaise montre successivement de bas en haut : 1° Trias sup. et Rhétien (petite vire); 2° falaise de Lias-Dogger; 3° large vire de schistes oxfordiens; 4° falaise terminale de calc. du Malm.



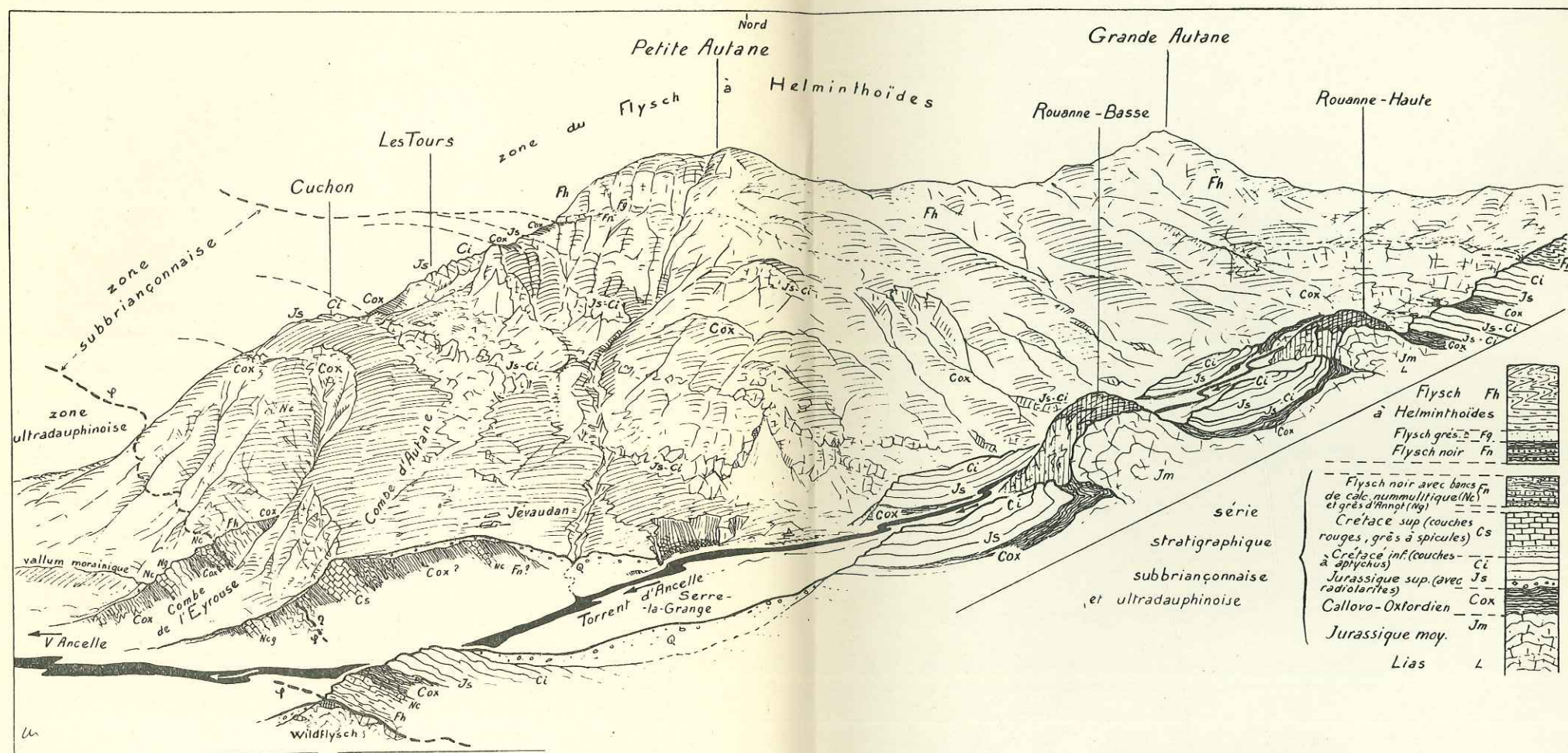
PL. II-B. — VILLAGE DE CRÉVOUX (1600 m.), A L'E D'EMBRUN, ET VERSANT S DU PIC DE SAINT-ANDRÉ (2865 m.), montrant l'aspect typique des montagnes de Flysch à Helminthoïdes.



PL. III. — LE PLI DU CAP AU NW DE REVEL (UBAYE).

Noyaux anticlinaux dans une unité subbriançonnaise inf. (digitation des Séolanes) à la base du massif du Morgon; vue prise au SW de Chaudon.

Tg = schistes rouges, gypses et cargneules triasiques. — L = calc. foncés du Lias. — Jm = calc. et calcschistes foncés du Dogger, brèches et schistes du Callovo-Oxfordien. — Js = calc. clairs du Malm à faciès corallien avec radiolaires à la base. — Ci = calcschistes crétacés. — Lt = grès et calc. lutétiens à grandes Nummulites.



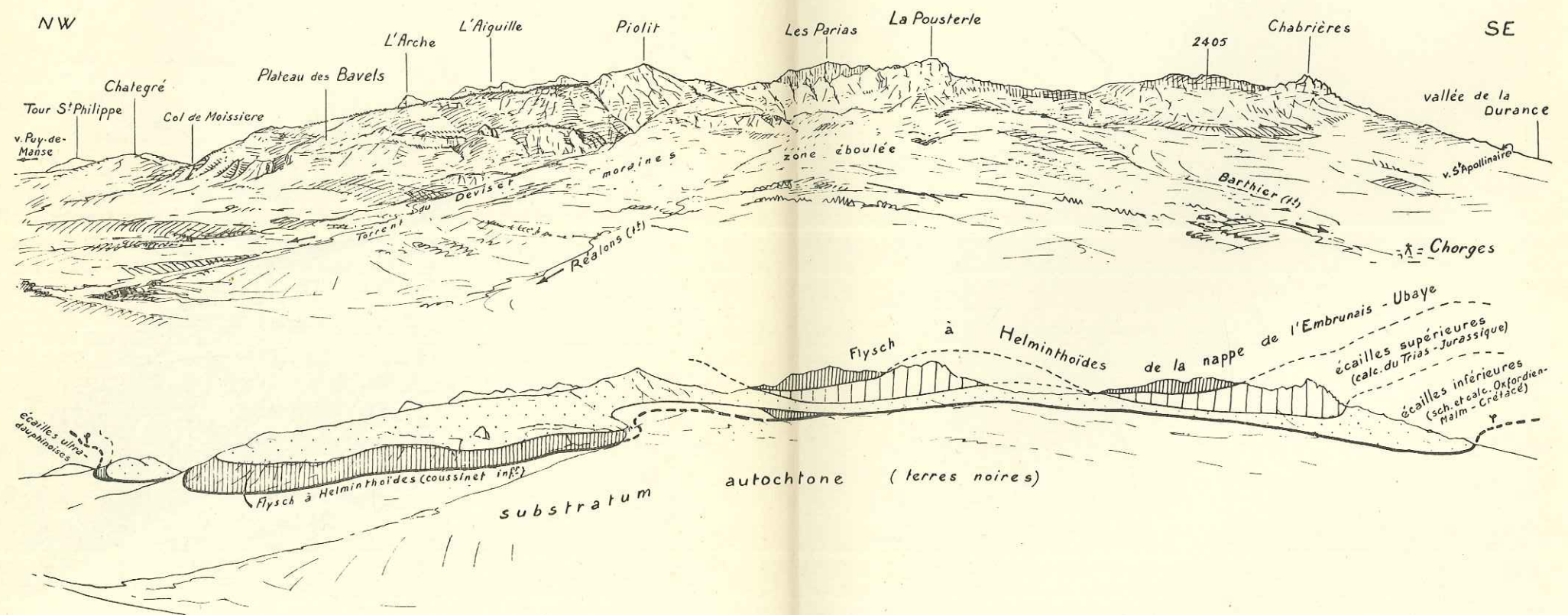
PL. IV. — LE FRONT DES NAPPES DE L'EMBRUNAIS SUR LA RIVE DROITE DE LA HAUTE VALLÉE D'ANCEILLE AU NE DE GAP.

Vue prise sur l'arête descendant de l'Arche de Piolit au Col de Moissière.

Au fond, dessin en perspective du massif des Autanes. Les sommets sont formés par le bord externe de la grande zone du Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais; en dessous, apparaît la zone subbriançonnaise, dans laquelle peuvent être individualisées deux écaïlles principales à noyaux de schistes callovo-oxfordiens; elles reposent, par l'intermédiaire d'un coussinet de Flysch à Helminthoïdes, sur la zone ultradauphinoise (dite autochtone).

Au premier plan, coupe géologique très schématisée de cette zone subbriançonnaise suivant le fond de la vallée. Là apparaissent, dans les noyaux anticlinaux des deux écaïlles, des calcaires massifs du Dogger (Jm), formant les verrous de Rouanne-Haute et de Rouanne-Basse.

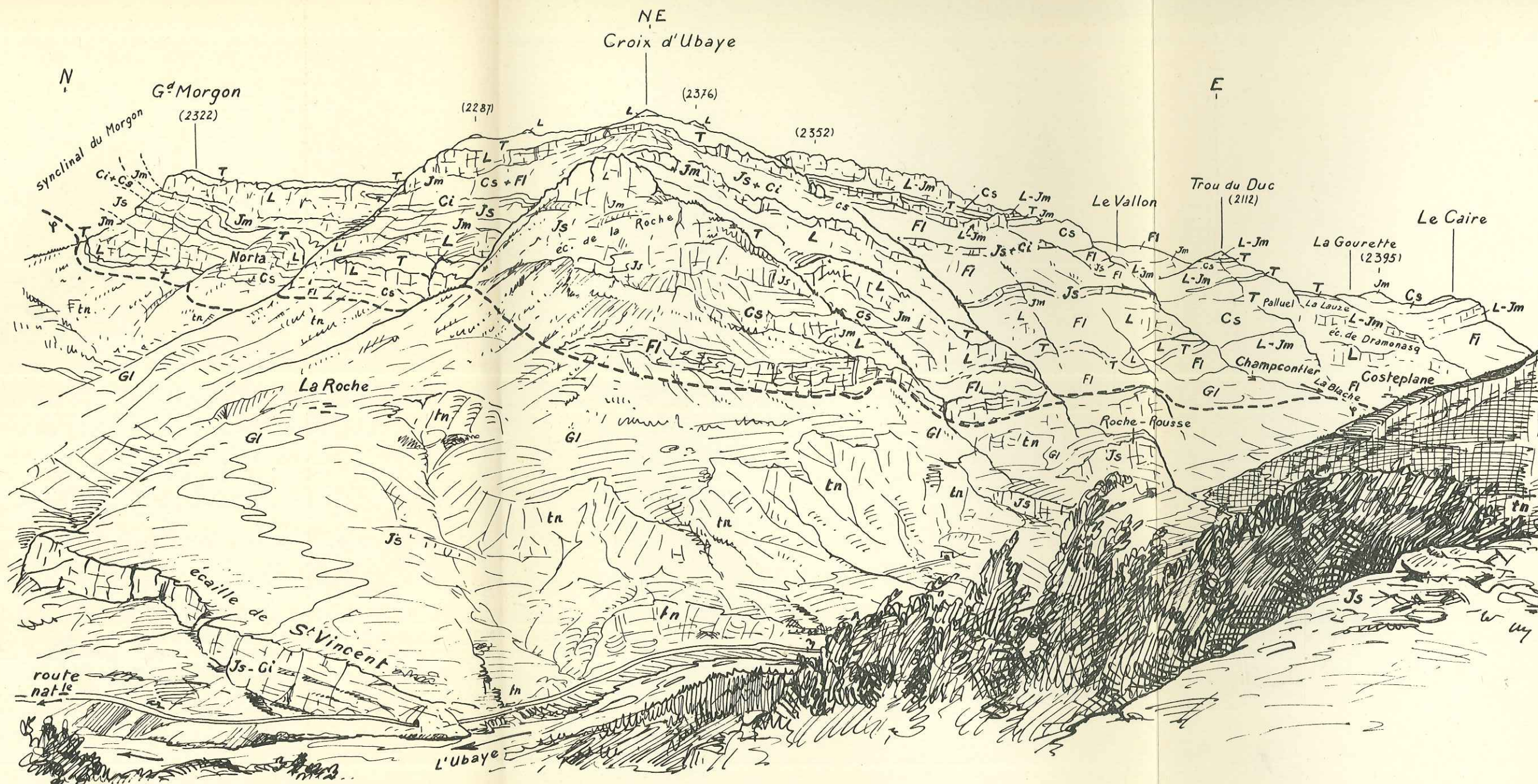
Le contact des écaïlles subbriançonnaises et de la zone ultradauphinoise est marqué par une zone de broyage (Wildflysch) où sont emballés des lambeaux de roches subbriançonnaises diverses (Col de Moissière).



PL. V. — PANORAMA DU BORD DES NAPPES DE L'EMBRUNAIS A L'ENTRÉE DE LA DEMI-FENÊTRE D'EMBRUN SUR LE VERSANT N DU SILLON DE GAP ENTRE LA BATIE-NEUVE ET CHORGES.

En haut, dessin d'après une photog. prise à l'W de Chorges.

En bas, contours géologiques indiquant les grandes unités tectoniques, soit: 1° substratum autochtone, avec écaillles ultra-dauphinoises; 2° écaillles sub-briançonnaises inf. et sup.; 3° Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais, encapuchonné en un coussinet au front des nappes. — Pour plus de détails, voir p. 200.



Pl. VI. — LA FACE SW DU MASSIF DU MORGON, VUE DU TUNNEL DE SAINT-VINCENT, ROUTE BARCELONNETTE-DIGNE.
Indications géologiques d'après D. SCHNEEGANS.

Dans le bas, la vallée de l'Ubaye s'élargit dans les terres noires (tn) dites autochtones, souvent masquées sous des moraines (Gl). Ces terres noires contiennent deux écaïlles synclinales ultradauphinoises, celle de Saint-Vincent et celle de Roche-Rousse, formées de calc. du Malm (Js) et de calcschistes du Néocomien (Ci).

Au-dessus de la ligne ?, se dresse le front des nappes de l'Embrunais-Ubaye, poussées du NE au SW (vers le spectateur), donc coupées longitudinalement par la paroi rocheuse. Ici ce front montre uniquement l'empilement des écaïlles mésozoïques subbriançonnaises. Dans l'ensemble, les calcaires jurassiques dessinent des falaises foncées pour le Lias, claires pour le Dogger et le Malm, séparées par d'étroites vires triasiques ou par des talus schisteux correspondant au Lias sup., à l'Oxfordien ou aux noyaux synclinaux Crétacé-Flysch.

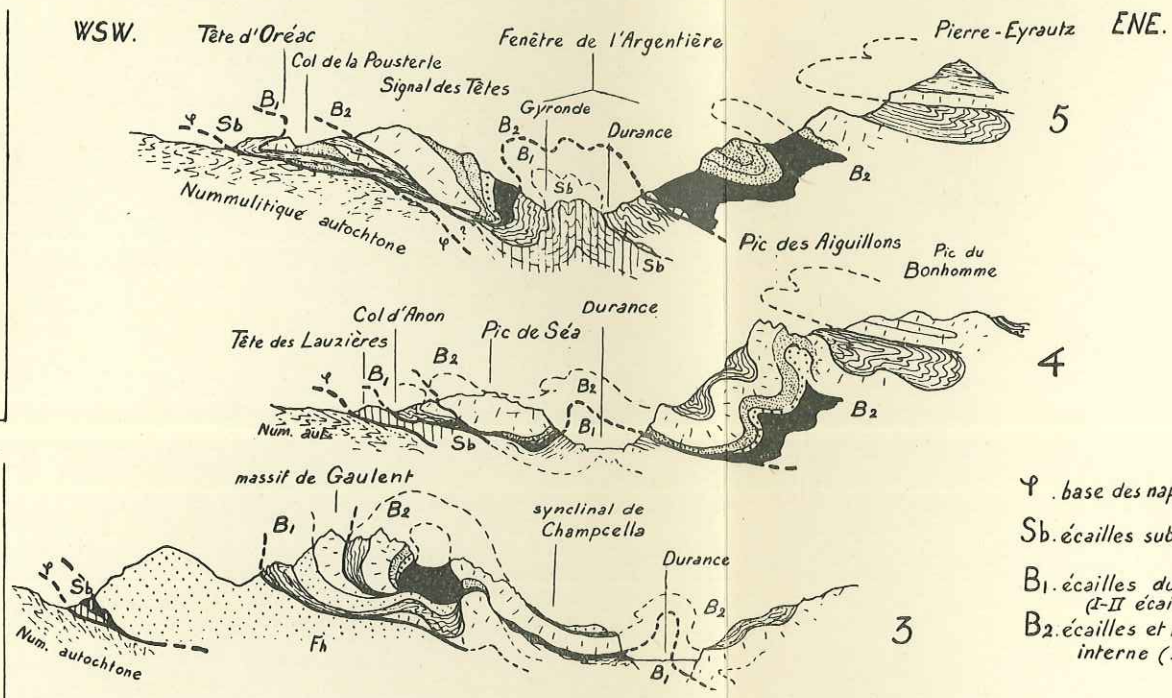
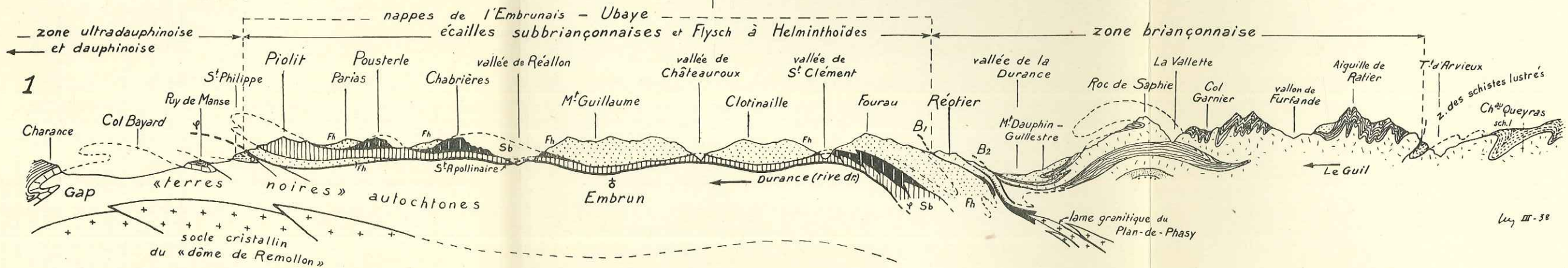
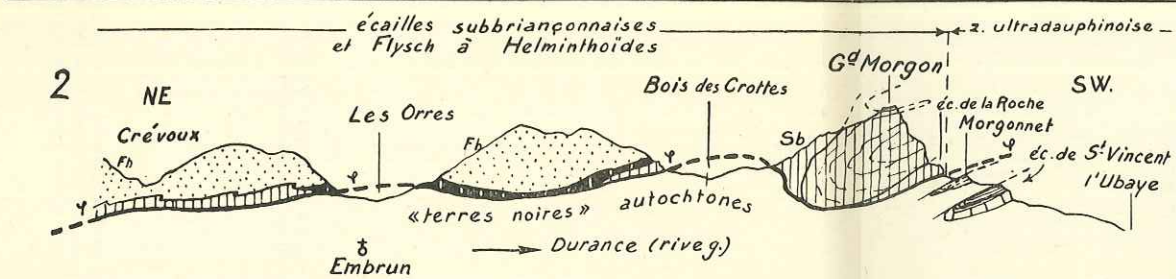
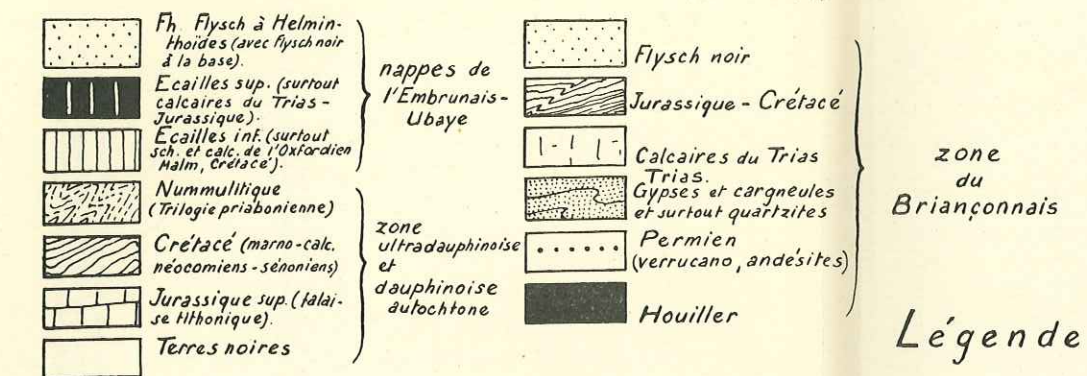
De bas en haut, et au-dessus d'un coussinet de Flysch (Fi), la succession de ces écaïlles est la suivante :

1° L'écaïlle de La Roche (digitation des Séolanes), développée seulement en dessous de la Croix d'Ubaye, en une grande falaise de calc. clairs du Jurassique moyen (Jm) et sup. (Js, faciès corallien) ; ailleurs, cette écaïlle est laminée.

2° Le grand synclinal couché du Morgon, avec un noyau de calcschistes crétacés (Ci-Cs) et de Flysch (Fi) encadré par des falaises calc. de Jurassique (Js, Jm) et surtout de Lias (L). Le Trias (T) enveloppe le tout ; c'est au Trias du flanc renversé qu'appartient l'étroite bande de schistes rouges couronnant la crête entre le Grand Morgon et la Croix d'Ubaye.

A droite cette structure se complique : dans le flanc inférieur du synclinal du Morgon apparaissent les écaïlles de Dramonasq et de la Lauze, prolongées par celles de la Montagne du Caire.

3° A des écaïlles sup. appartiennent les lambeaux liasiques du sommet de la Croix d'Ubaye, du point 2352 et le paquet d'écaïlles du Trou du Duc,



PL. VII. — COUPES GÉOLOGIQUES SCHÉMATIQUES MONTRANT LA STRUCTURE D'ENSEMBLE DES NAPPES DE L'EMBRUNAIS ET DU BRIANÇONNAIS.

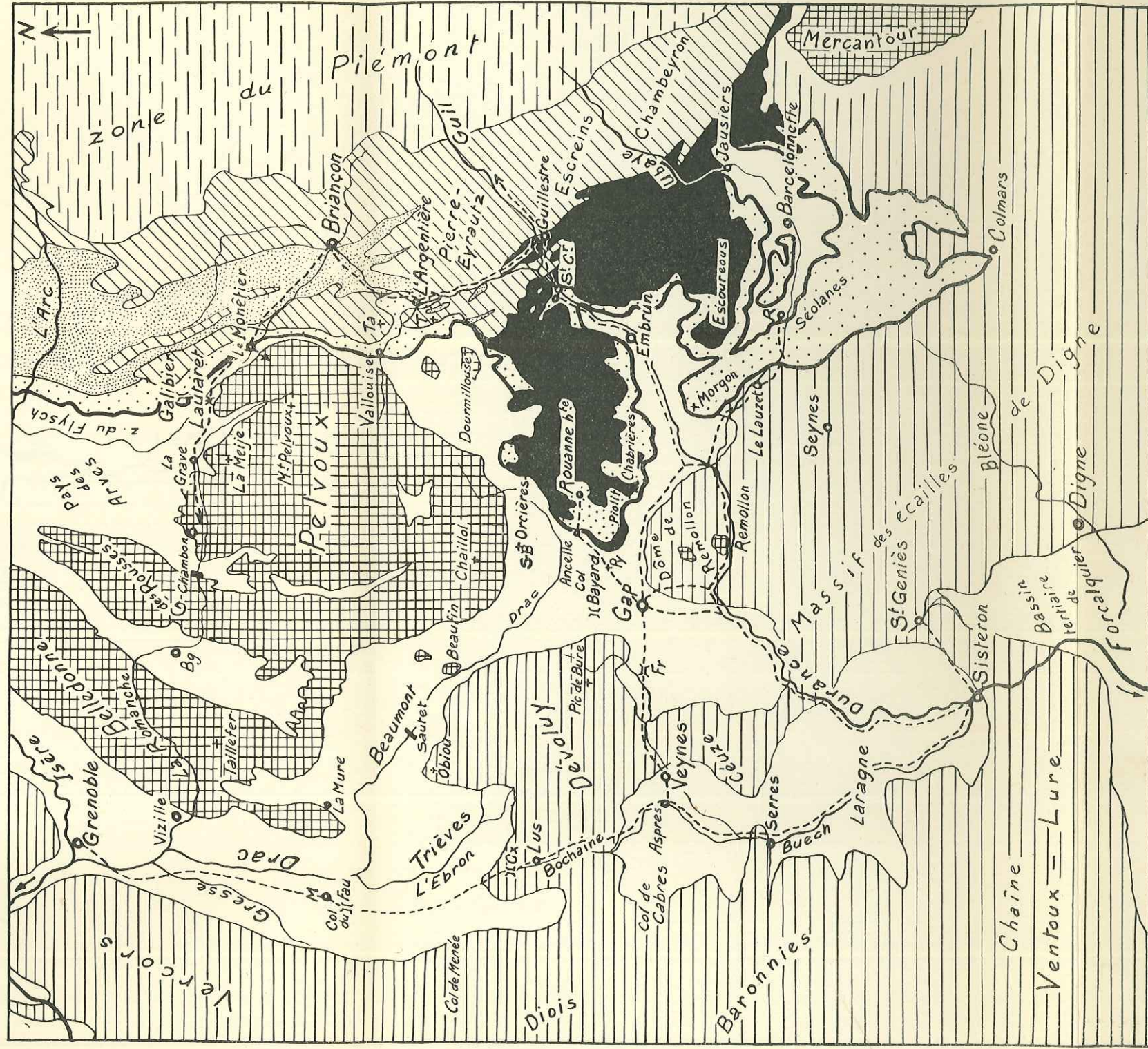
FIG. 1. — Profil W-E des montagnes de la rive droite de la Durance entre Gap et Montdauphin et de la rive droite du Guil entre Montdauphin et Château-Queyras.

FIG. 2. — Profil NE-SW parallèle à la Durance dans les montagnes de la rive gauche vers le front des nappes de l'Embrunais.

FIG. 3. — Coupe transversale de la région frontale des nappes briançonnaises au droit de la Tête de Gaulent.

FIG. 4. — Coupe un peu plus au N, passant en aval de l'Argentière, et montrant la fenêtre de l'Argentière et la digitation supérieure de Pierre-Eyrantz (Pic du Bonhomme).

FIG. 5. — Coupe encore un peu plus au N, passant près du confluent Gyrone-Durance, et montrant le renversement de l'anticlinal de nappes de la fenêtre de l'Argentière, dans laquelle apparaît la zone subbriançonnaise.



PL. VIII. — CARTE STRUCTURALE SCHÉMATIQUE DES BASSINS DU DRAC ET DE LA HAUTE DURANCE.
La ligne en traits interrompus indique les itinéraires décrits dans l'ouvrage.

I. — Zone alpine externe.

Quadrillage = massifs cristallins externes.

Hachures horizontales = massifs subalpins.

Blanc = bassin tertiaire de Digne-Forcalquier, dépressions dans les terres noires (Laragne, Gapençais, demi-fenêtre d'Embrun, fenêtre de Barcelonnette, sillon subalpin dans les vallées de l'Isère et du Drac), couverture sédimentaire dite autochtone des massifs cristallins (en particulier, écaillles ultradauphinoises de Soleil-Beuf et montagnes nummulitiques de Dourmillouse), zone du Flysch des Aiguilles d'Arves.

II. — Zone alpine interne.

Pointillé lâche = zone subbriançonnaise.

Noir = zone du Flysch de l'Embrunais-Ubaye.

Hachures obliques = Mésozoïque de la zone du Briançonnais.

Pointillé serré = Houiller de la zone du Briançonnais.

Hachures interrompues = zone du Piémont (ou des schistes lustrés).

Bg = Bourg-d'Oisans. — Cx = Col de la Croix-Haute. — Fr = Seuil de La Freyssinouse. — M = Monestier-de-Clermont. — Py = Puy de Manse. — R = Revel. — SB = Soleil-Beuf. — StCl = Saint-Clement. — Ta = Tête d'Amont. — T = Tête de Gaudent.